

# HEIDELBERGER BEITRÄGE ZUR MINERALOGIE UND PETROGRAPHIE

UNTER MITWIRKUNG VON

**C.W. CORRENS**  
CÖTTINGEN

**F. K. DRESCHER-KADEN**  
MÜNCHEN

**H. STEINMETZ**  
MÜNCHEN

HERAUSGEGEBEN VON

**O. H. ERDMANNSDÖRFFER**  
HEIDELBERG

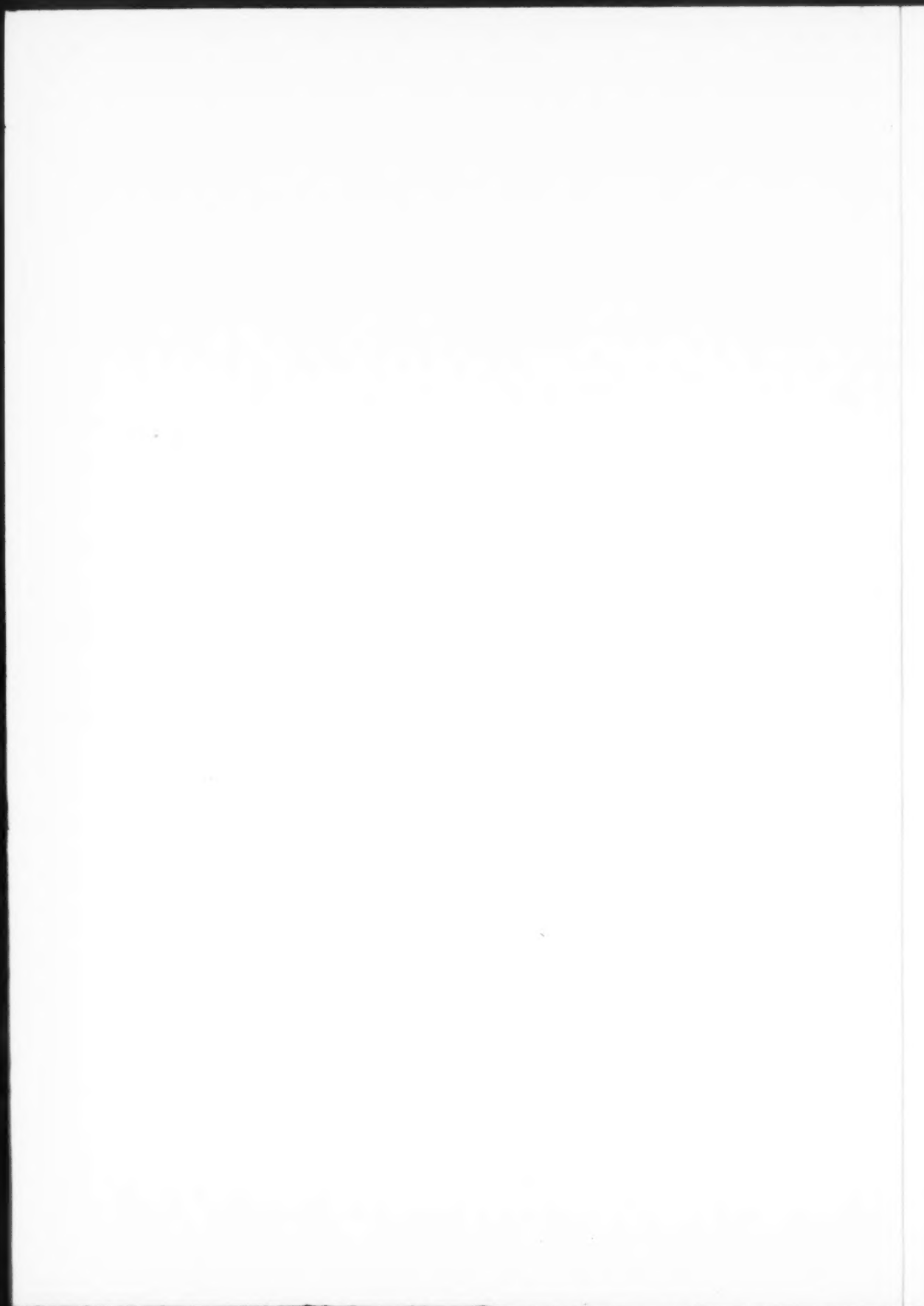
ZWEITER BAND

HEFT 5

MIT 34 TEXTABBILDUNGEN



BERLIN · CÖTTINGEN · HEIDELBERG  
SPRINGER-VERLAG  
1951



## Zum Thema Magmagestein und Magma.

Von

EMIL LEHMANN.

Mit 5 Textabbildungen.

(Eingegangen am 18. März 1950.)

Dem unermüdlichen und hochherzigen Förderer wissenschaftlicher Arbeit  
Dr. h. c. ERNST LEITZ  
zum 80. Geburtstage in Dankbarkeit und Verehrung gewidmet.

### Inhaltsübersicht.

An Hand eines Alkalidiabas mit normalthermalithgabbroidem Chemismus und einer ungewöhnlichen Mineralassoziation werden hauptsächlich zwei Fragen allgemeiner Natur erörtert, die durch die Art der vergesellschafteten Mineralien (serpentinisierter rhombischer Pyroxen, Plagioklas mit  $An_{35}$  bis  $An_0$ , Feldspatvertreter und zwar Analcim, Leucit und Nephelin, diopsidischer Augit, Prehnit sowie Chlorit und Serizit) und durch das Altersverhältnis ihrer Bildung nahe gelegt werden.

Die eine Frage betrifft die Zugehörigkeit zu einer der großen natürlichen Gesteinsreihen, die für das vorliegende Gestein nach dem Bauschalchemismus vollkommen eindeutig zu liegen scheint, jedoch offenbar auffallenden Schwankungen unterliegen mußte in den einzelnen Entwicklungsstadien, die auf dem Wege vom Magma zum Gestein durchlaufen wurden. Der Versuch, diese Wandlung im Sippencharakter zu deuten, gibt zu der Feststellung Anlaß, daß hierbei ein einheitliches Prinzip dem Naturvorgang nicht immer gerecht wird, vielmehr bald die eine bald die andere der in den verschiedenen Hypothesen geäußerten Möglichkeiten verwirklicht sein kann.

Die zweite Frage gilt der Beziehung zwischen Magmagestein und Magma schlechthin. Reine oder komplexe gravitative Kristallisationsdifferentiation beeinflußt normalerweise die Entwicklung. Daneben können jedoch aus den Wechselwirkungen mit einem anders gearteten Magma, mit Magmatiten oder mit Sedimenten der Umgebung Veränderungen hervorgehen, die den geradlinigen und kontinuierlichen Ablauf zeitweilig oder örtlich stören. Das vorliegende Beispiel ist dadurch ausgezeichnet, daß diese Störungen im Endprodukt Spuren hinterlassen haben. Aber in vielen Fällen mögen solche ausgelöscht sein. Zwischen Magma und Gestein besteht alsdann keine unmittelbare Beziehung mehr. Wir können das Endprodukt nicht mehr als konstruktive Größe in einen Differenzierungsprozeß einfügen, seinen Chemismus nicht mehr mit dem seines Ausgangsmagmas analog setzen.

Die Erörterung der beiden Fragen wird benutzt zur Beleuchtung verschiedener, nur scheinbar abseits liegender Probleme. Insbesondere wird der Gedanke gewisser unterscheidender Kennzeichen zwischen den jungen und den alten Magmaentwicklungen erwogen. Die bisherigen petrographischen Untersuchungsergebnisse an devonisch-karbonischen Magmatiten im Lahngebiet sprechen ebenso wie geologische Momente für eine Begünstigung allogenmagmager (Bissenberger Diabas) und allopegmagener (Weilburgite), gegebenenfalls bis zu reiner Assimilation fortschreitender Vorgänge im intrakrustalen Raum. Damit scheint ein vom geologischen Alter abhängiger Faktor gegeben, der bei den vortertiären Magmenentwicklungen eine besondere Rolle spielt und demzufolge die Möglichkeiten zunehmen für Wechselwirkungen zwischen einem aufsteigenden Magma und den vom Aufstiegsweg berührten, bereits zur Ruhe gekommenen Intrusionsmassen. Auf gewisse Konsequenzen für das Problem der Granitbildung wird hingewiesen.

*Einleitung.*

Die Frage nach dem Verhältnis der magmatischen Gesteine zum Magma war in den letzten Jahren häufig Gegenstand der Diskussion. Darüber, daß die Eruptivgesteine mit dem Magma nicht ohne weiteres identifiziert werden können, herrscht in der Petrologie keine Meinungsverschiedenheit. Dagegen gehen die Auffassungen auseinander, bis zu welchem Grad solches der Fall ist.

Offensichtliche Erscheinungen einer lokalen Differentiation innerhalb vieler Gesteinskomplexe bezeugen eindeutig die Möglichkeit der Existenz von Magmen verschiedener chemischer Zusammensetzung. Schon aus diesem Grunde muß dem Versuch, nur den Basalten eine magmatische Herkunft zuzuerkennen, die Wahrscheinlichkeit abgesprochen werden. Wenn wir also auch nicht in der Lage sind, Charakter und Umfang der abgewanderten leichtflüchtigen Stoffe von Fall zu Fall im einzelnen anzugeben, so müssen doch im jeweiligen Gesteinschemismus die *wesentlichen* Züge des entsprechenden Magmas im Zeitpunkt seines Erstarrungsbeginns enthalten sein. Inwieweit gelegentlich Assimilation magmafremd Bestände außerdem verändernd gewirkt hat, ist eine zweite Frage, die sich nur auf Grund eingehender Prüfung der Einzelvorkommen entscheiden läßt. Das gilt nicht weniger bezüglich der Anatexis (MEHNERT 1949), auch hier bringt uns jede lokal oder regional beschränkte Untersuchung weiter als alle abstrakten Erörterungen mit generellem oder prinzipiellem Anspruch.

Mineralführung, Struktur oder Bauschalchemismus mögen, teils mehr teils weniger deutlich, in der Regel etwaigen magmafremden Einfluß irgendwie anzeigen. Indessen geschieht das doch in recht unterschiedlichem Grade und relativ selten so, daß daraus mit absoluter Sicherheit Schlüsse gezogen werden können. Insbesondere die chemische Beeinflussung erstreckt sich unter Umständen nur auf einzelne Teile einer Eruptivmasse und geht nicht soweit, daß ein außerhalb der Variationsbreite der betreffenden Gesteinsgruppe liegender Gesteinschemismus entsteht. Mit anderen Worten, ein „Normalchemismus“ schließt Stoffassimilation nicht a priori aus, und es besteht durchaus die Möglichkeit, daß auch der Entwicklungsprozeß chemisch normal zusammengesetzter Eruptivgesteine nicht geradlinig verlaufen ist, d. h. nicht aus einem einfachen Kristallisationsprozeß des Magmas hervorgegangen ist. Zumal dort, wo ein Gebiet zeitweilig Schauplatz einer intensiven Magmaentfaltung gewesen ist, dürfen wir erwarten, daß Vorgänge der verschiedensten Art mit hineingespült haben. Es ist daher grundsätzlich nicht ausgeschlossen, daß Gesteine von weitgehend ähnlichem Chemismus in Wirklichkeit das Resultat einer Konvergenz verschiedener Entwicklungsbahnen darstellen.

Die spezielle Behandlung eines Vertreters der Lahngebiets-Diabase erscheint mir unter solchen Umständen gerechtfertigt. Nicht etwa, weil dieser im Mineralbestand für einen Diabas ungewöhnliche Teilnehmer aufweist, sondern weil diese Abweichungen verschiedene petrologische Probleme beleuchten und uns bewußt werden lassen, daß die Entwicklung eines Magmas zum Gestein ein weit komplexerer Vorgang sein kann, als wir auf Grund des Gesteinschemismus und unserer darauf gegründeten Reflexionen nur allzu leicht anzunehmen geneigt sind. In seltener Deutlichkeit zeigt uns dieses Gestein, wie wenig unter Umständen ein Name wie Diabas über den eigentlichen Charakter und die Entwicklungsgeschichte eines magmatischen Gesteins aussagt.



*Chemismus.*

Etwa  $\frac{3}{4}$ — $\frac{1}{2}$  km westlich und nordwestlich Bissenberg auf Blatt Merenberg hat der Ulmbach, ein rechter Zufluß der Lahn, das Vorkommen eines „körnigen Diabas“ (Dk der geologischen Karte) angeschnitten, der beiderseits der Ulmtal-Straße an verschiedenen Punkten in Felsen ansteht, an zwei Stellen auch durch kleine alte Brüche erschlossen ist. Im Jahre 1936 lieferten Bauarbeiten auf der Grube Viktor, etwa 100 m südlich vom Tiefen Stollen einen frischen Anbruch, durch den ich auf das für das Lahnggebiet ungewöhnliche Äußere des frischen Gesteins aufmerksam wurde. Durch den Wechsel weißer bzw. grünlichweißer und grünlichschwarzer Flecken, erstere stellenweis auch mit einem hell rötlichen Mineral vermengt, erhält das Gestein ein auffallend grob geflecktes Aussehen und erweckt den Eindruck einer verhältnismäßig leukokraten, äußerlich mehr an Diorit als an Diabas anklingenden Zusammensetzung. Bei genauerer Betrachtung erweist sich der hell grünliche Bestandteil als Feldspat, während die weißen und rötlichen Partien keine Spaltbarkeit erkennen lassen. Unter den dunklen Komponenten unterscheiden sich durch durchweg stumpfen Ton offenbar chloritische Anteile von oft deutlich umrissenen glänzenden Spaltflächen eines Augits, dessen Längserstreckung gelegentlich bis über 0,5 cm erreicht.

Vom Material bei dem Tiefen Stollen der Grube Viktor verdanke ich der Freundlichkeit von Prof. J. JAKOB, Zürich, eine chemische Analyse mit folgendem Ergebnis:

Tabelle 1.

Gew. - %	Mol. - Qu.	Niggli- werte	Basis	Molekularnormen		
				I	II	III
SiO <sub>2</sub>	46,41	0,7727	al 25,53	Kp 4,0	Or 6,1	Or 6,1
TiO <sub>2</sub>	1,76	220	fm 35,74	Ne 24,2	Ab 35,0	Ab 28,5
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	7	c 26,81	Cal 16,1	An 26,8	An 26,8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,81	1747	alk 11,92	Cs 7,6	Ne 3,2	Ne 7,1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,14	134		Fo 10,1	Cs 7,6	Wo 10,2
FeO	7,15	995	si 113,8	Fa 8,8	Fo 10,1	En —
MnO	0,12	17	ti 3,2	Fs 2,4	Fa 7,6	Fo 10,1
MgO	4,70	1166	p 0,1	Ru 1,2	Mt 2,4	Fa 7,6
CaO	10,29	1835	h 32,6	Q 25,6	Ru 1,2	Mt 2,4
Na <sub>2</sub> O	4,35	702			Q —	Ru 1,2
K <sub>2</sub> O	1,07	114	k 0,14	L 44,3	Q —	—
H <sub>2</sub> O+	4,03	2237	mg 0,48	M 30,1		
H <sub>2</sub> O—	0,14			Q 25,6		
CO <sub>2</sub>	0,00		qz—34,4	$\pi$ 0,36		
	100,07		$\gamma$ 0,26			

Zu den Ergebnissen der verschiedenen Umrechnungen ist nicht allzuviel zu bemerken. Der Chemismus entspricht bis auf den niedrigeren k-Wert dem normaltheralithgabbroiden Magmatypus NIGGLIS rein zahlenmäßig ziemlich genau, könnte aber auch fast ebensogut noch im Randbereich des essexitgabbroidioritischen (ursprünglich essexitgabbroiden) Typus Platz finden. Von den drei angeführten Molekularnormen schließt sich II dem NIGGLISchen Berechnungsschema an, I zeigt uns den maximal möglichen normativen Feldspatbetrag, III trägt dem Umstand Rechnung, daß selbständiger Wollastonit modal ausgeschlossen und in normalen magmatischen Gesteinen Wo bestenfalls im Diopsid

oder diopsidischen Augit zu erwarten ist. Analoges gilt natürlich auch für Ru, bei einem entsprechenden Tn-Gehalt von 3,6%, der auch vom modalen Gehalt nicht allzu sehr abweicht, würden sich Cs, Wo bzw.  $Wo + En$  gemäß  $6 Tn = 3 Cs + 1 Q + 2 Ru = 4 Wo + 2 Ru$  erniedrigen und demzufolge in I Ab = 33,5, Ne = 4,1, in II Ab = 28,8, Ne = 6,9 und in III Ab = 23,7, Ne = 10,0 werden. Auf alle Fälle — und das ist bei dieser Betrachtung das Wesentliche — ergibt die normative Berechnung stets einen merklichen Betrag Ne und darin darf man im allgemeinen wohl mit Recht den Beweis für die Zugehörigkeit des Gesteins zur Alkalireihe, im speziellen Fall zur Natronreihe erblicken. Zu dem gleichen Schluß berechtigt die Feststellung des Magmatypus.

Vor kurzem hat A. HOLMES (1949) gegen die Anwendung des Begriffes „Magmatypus“ Stellung genommen. HOLMES hat damit durchaus Recht, wenn dieser Begriff identifiziert wird mit der Zusammensetzung des betreffenden Magmas. NIGGLI (1936) sagt jedoch ausdrücklich, daß er „zum Vergleich der chemischen Verhältnisse magmatischer Gesteine“ aufgestellt wurde und kein Petrograph ist wohl der Meinung, daß die chemische Zusammensetzung eines Gesteins ohne weiteres gleich ist der seines Magmas. Zweifellos ist jedoch in den aus juvenilen irdischen Schmelzen, d. h. aus Magmen, hervorgegangenen Gesteinen ein wesentlicher Teil des Stoffbestandes dieser Schmelzen fixiert. Da die Produkte verschiedenen sind, muß es auch verschiedene Schmelzen gegeben haben. Wie deren Verschiedenheit entstanden ist, wie weit in dieser Entwicklung wir deren Bezeichnung als Magma vor- oder zurückverlegen, welche Vorgänge und welche Zustände dabei eine Rolle spielten, wo wir Trennungsstriche ziehen und Schwerpunkte annehmen, inwieweit ausschließlich primäre flüssige Phasen vorliegen oder Festbestände die Schmelzen sekundär veränderten, das alles ist Gegenstand der petrologischen Forschung und Diskussion. Und hierbei müssen wir uns auf die Gesteine stützen, von ihrem Chemismus und ihrem Mineralbestand ausgehen. NIGGLI hat 174 Magmentypen aufgestellt und diese zu 40 Magmengruppen zusammengefaßt, zunächst rein statistisch vorgehend. Unter ihnen befinden sich zweifellos solche, die nicht aus einfachen Schmelzen hervorgegangen sind. Ihre Ermittlung gehört zu den Aufgaben der Petrologie. Aber auch die Zahl der reinen Magmentypen ist mehr oder weniger willkürlich. Wenn wir indessen die Existenz annähernd mit dem Gesteinschemismus vergleichbarer Magmen in Abrede stellen, wird jeder Versuch hinfällig, auf genetische Fragen eine Antwort zu suchen. Ebenso wenig dürften wir dann die Ergebnisse experimenteller Untersuchungen auf die Genesis natürlicher magmatischer Gesteine anwenden. Ja, man müßte fragen, ob den Begriff „Magma“ zu benutzen überhaupt noch zulässig ist. Wäre aber de facto viel gewonnen mit der Ersetzung des Wortes Magmatypus durch ein anderes Wort („composition-type“), mit dem wir letzten Endes doch dieselben Vorstellungen verbinden und dieselben vergleichenden Betrachtungen anstellen würden? Indessen die Warnung von HOLMES, das Kamel zu verschlucken, ist so ganz unangebracht nicht, aber sie ist es vielleicht nicht mehr und nicht weniger in bezug auf die Mücken, und dafür scheint mir das vorliegende Gestein ein Beispiel zu liefern.

Seine Übereinstimmung mit dem normalthermalithgabbroiden Magmentypus legt die Vermutung durchaus nahe, daß wir es mit dem einfachen Erstarrungsprodukt einer magmatischen Schmelze zu tun haben. Denselben Eindruck

erweckt die Molekularnorm. Auch Vergleichstypen lassen sich unschwer finden. Unter Berücksichtigung der niedrigen k-Werte seien etwa folgende angeführt:

Tabelle 2.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
al	33,41	26,20	19,55	22,96	21,64	25,32	27,10	20,66	27,10
fm	21,89	37,65	46,71	40,32	43,84	40,28	37,73	47,14	31,52
c	33,35	24,20	22,68	25,68	24,19	23,30	21,24	21,80	26,27
alk	11,35	11,95	11,06	11,04	10,33	11,20	13,93	10,40	15,11
si	120,5	103,9	103,0	111,0	101,7	116,8	116,7	106,1	129,0
ti	2,1	6,0	5,0	5,2	4,3	1,9	4,0	8,2	4,6
p	0,3	1,0	3,1	0,8	0,9	—	0,6	0,5	—
k	0,12	0,19	0,21	0,19	0,20	0,19	0,14	0,19	0,25
mg	0,36	0,48	0,57	0,44	0,41	0,62	0,45	0,52	0,41
Or	5,0	9,4	9,5	9,0	8,7	8,5	7,7	8,2	11,2
Ab	24,5	11,5	15,0	25,5	23,2	17,0	24,5	26,3	23,2
An	41,5	29,0	17,8	24,2	23,8	28,7	24,8	21,0	22,0
Ne	8,0	16,5	13,1	6,1	7,3	12,2	12,5	4,7	12,8
Di	14,2	14,7	22,4	18,3	18,0	15,3	11,1	16,5	21,3
Ol	3,8	15,4	18,1	9,6	9,3	14,7	15,9	13,9	4,8
Mt	2,2	1,0	2,0	5,2	7,8	2,8	2,0	6,0	3,0
Ru	0,8	2,5	2,1	2,1	1,9	0,8	1,5	3,4	1,7

1. Nephelingsabbro, Beaver Creek, Col. WASHINGTON, Chem. Analyses S. 533, Nr. 36. —
2. Nephelingsabbro, Papenoo-Tal, Tahiti. A. LACROIX, Bull. Soc. géol. France 10 (1910). —
3. Essexitgabbro, Font-des-Vaches, Cantal. A. LACROIX, C. R. 149 (1909). — 4. Trachydolerit, Punta do Sol, Madeira. C. GAGEL, Z. dtsh. geol. Ges. 64 (1912). — 5. Trachydolerit, Pico Serrado, Madeira. Wie 4. — 6. Olivinbasalt, Costa di Tramontana, Ustica. A. MARTELLI, Mem. Soc. ital. Sci 17 (1912). — 7. Olivinarmer Basalt, 900 m SW vom Gipfel des Diana Peak, St. Helena. R. A. DALY, Proc. Amer. Acad. Arts Sci. 62 (1927). — 8. Olivinarmer Basalt, Pfad Knotty Ridge-SW Hang von The Barn, St. Helena. Wie 7. — 9. Basalt, Aetna, Eruption von 1908. A. LACROIX, C. R. 147 (1912).

Nach diesen Vergleichstypen erscheint die verwandtschaftliche Beziehung unseres Gesteins völlig eindeutig. Allerdings muß beachtet werden, daß bei der großen Mehrzahl alkalibasaltischer Gesteine al stärker zu niedrigeren, fm stärker zu höheren Werten tendiert. Das geht ja schon aus einem Teil der Beispiele hervor und veranschaulicht zugleich die Neigung zur vorherrschenden Entwicklung essexitgabbrodioritischen und essexitgabbroiden Charakters über den normal-theralithgabbroiden und berondritischen in derartigen Gesteinsprovinzen. Mineralogisch bedeutet das, daß im fraglichen si-Bereich, etwa zwischen 120 und 90, die durch die Norm von Bissenberg vertretene leukokrater Ausbildung im allgemeinen weniger verbreitet ist als die melanokrate. Außerdem machen sich indessen auch Assoziationsverhältnisse und provinzielle Merkmale geltend. So verrät Nr. 1 deutlich den Einfluß des anorthositischen Begleitgesteins und der Nephelingsabbro von Tahiti (Nr. 2) unterscheidet sich trotz weitgehender chemischer Annäherung in bestimmter Weise vom Essexitgabbro des französischen Zentralplateaus (Nr. 3). Die Existenz eines derartigen Lokalkolorits ist ja in neueren Arbeiten oft hervorgehoben und bestätigt worden (NIGGLI, BURRI, JUNG, TROEGER). Bei der Auswahl der Vergleichstypen habe ich bewußt nach Berücksichtigung dieses Moments gestrebt, d. h. verschiedene petrographische

Provinzen herangezogen. Im wesentlichen ist es jedoch immer wieder die gleiche alkalibasaltische Zusammensetzung, der wir unter den Gesteinen getrennter Natronprovinzen begegnen, so daß wir kaum berechtigt sind, an der Realität eines entsprechend zusammengesetzten „Magmas“ zu zweifeln.

Andererseits ist die Frage doch nicht müßig, ob diese Zusammensetzung *generell* eine primärmagmatische ist oder ob sie gelegentlich wenigstens auch verwirklicht werden kann durch das Zusammenwirken verschieden gearteter Faktoren. Sie ist es vor allem nicht im Hinblick auf die Konsequenzen für gewisse grundlegende Fragen, die gegenwärtig im Vordergrund der petrologischen Diskussion über Entstehung und Entwicklung der magmatischen Gesteine stehen. A priori wird man vielleicht sagen, warum sollte es nicht möglich sein, daß in der Natur gegebene Produkte oder Zustände auf verschiedenen Wegen zustande kommen können. Aber die Erfahrung lehrt doch immer wieder, und es liegt wohl in der Struktur des menschlichen Geistes begründet, daß wir nur allzuleicht dazu neigen, Einzelbeobachtungen zu verallgemeinern, aus der Gleichheit der Erscheinungen auf eine solche ihres Zustandekommens zu schließen und einer jeweils durchaus richtigen Lösung *absolute* Gültigkeit beizumessen. Freilich wird die Entscheidung meist dadurch schwierig, daß im Erscheinungsbild ausreichende Anhaltspunkte für sein Zustandekommen fehlen. Um so größer wird ihre Bedeutung dort, wo sie vorhanden sind und einen tieferen Einblick in den Entstehungsprozeß gestatten.

#### *Mineralbestand.*

Der Bissenberger Diabas reiht sich, wie wir gesehen haben, in seinem Chemismus ohne weiteres in die Kategorie der essexitisch-trachydoleritischen Gesteine ein und man könnte hiernach ohne Bedenken auf eine etwa den Madeiragesteinen analoge Entstehung und auf die Existenz eines essexitgabbrodioritischen oder gabbrotheralithischen Magmas in unserem Gebiet schließen. Die genauere mikroskopische Prüfung jedoch zeigt uns ein von jenen Essexiten, Essexitdiabasen und Trachydoleriten ganz erheblich abweichendes Bild. Dort deckt sich der modale Mineralbestand im wesentlichen mit dem normativen, d. h. Plagioklas, titanhaltiger Augit, Olivin und, zumeist als Spätbildung auf die Grundmasse beschränkt, Nephelin bilden die wesentlichen Komponenten und erwecken nach der Art ihrer Vergesellschaftung durchaus den Eindruck einer kontinuierlichen Folge von unmittelbaren Ausscheidungen aus einer flüssigen Phase, wobei allenfalls die Olivin-Frühkristallisation zum Teil in Augit überführt sein mag. Wie ganz anders ist aber das Bild, das unser Diabas darbietet. Es ist so verschieden und so ungewöhnlich, daß die Beschreibung nur schwer eine alle Einzelheiten umfassende Vorstellung von dem Erscheinungskomplex zu geben vermag. Dieser variiert zudem in bemerkenswerter Weise im Gesamtbereich der Gesteinsmasse, seltener zwar hinsichtlich der Art der beteiligten Mineralkomponenten, um so stärker jedoch hinsichtlich ihres Mengenverhältnisses. Der Beschreibung soll zunächst die Ausbildung des chemisch analysierten Materials zugrunde gelegt, anschließend auf die davon abweichenden Entwicklungen eingegangen werden.

Schon wenn ich eine einfache Aufzählung der beteiligten Mineralien vorausschicke, vermag ich keines der hierfür üblichen Prinzipien konsequent anzuwenden, weder die Trennung nach Haupt- und Nebengemengteilen, noch die Reihenfolge



der quantitativen Beteiligung, ohne irgendwo den Dingen Gewalt anzutun. Von vornherein wird jedoch diese Vergesellschaftung jeden Petrographen höchst absonderlich anmuten und das Fehlen jeder Kontinuität der Entwicklung ahnen lassen, die er unbedenklich gelten läßt für die chemisch analogen Magmatite mit dem üblichen Mineralbestand. Die Aufzählung lautet wie folgt: Plagioklas, Nephelin, Leucit, Analcim, Prehnit, rhombischer und monokliner Pyroxen, Biotit, blaugrüne und braune Hornblende, Chlorit, Serpentin, Epidot, Serizit, Magnetit und Ilmenit, Titanit und Leukoxen sowie Apatit. Von ihnen treten Biotit, Hornblenden und Epidot allerdings nur akzessorisch auf, aber auch dann bleibt die Zahl der Komponenten noch eine ungewöhnlich große.

Noch ein anderes tritt beim Betrachten der Schiffe in Erscheinung: der Mangel gleichmäßiger Verteilung der quantitativ vorherrschenden Komponenten Plagioklas, Augite, Prehnit, Chlorit und Serpentin. Es wiederholt sich auch im Schliff die fleckenweise Anordnung im Handstück, ganz verschieden von dem strukturellen Bild normaler Diabase. Am meisten fällt das bei dem Feldspat auf, dem wir bei einem derartigen Gesteinschemismus als dem beherrschenden und annähernd gleichmäßig verteilten Element zu begegnen gewohnt sind, während in Wirklichkeit hier die Zentren der Feldspatkristallisation vor allem durch geschlossene Prehnitanhäufungen, sodann aber auch durch Chlorit- oder Serpentinaggregate und durch große Augitkristalle relativ weit voneinander getrennt erscheinen.

Beim *Feldspat* herrschen infolge Betonung von [001] und [100] als Wachstumsrichtungen leistenförmige Schnitte vor, sie erreichen etwa maximale Längen von 1 mm bei Breiten von 0,1 bis 0,15 mm, der Habitus ist also dünntafelig nach (010). Es liegt, soweit festgestellt werden konnte, ausschließlich Plagioklas vor mit einem dem Gesteinschemismus nach unerwartet niedrigen An-Gehalt. Er übersteigt nämlich nicht  $An_{35}$ , nähert sich zuweilen praktisch dem Nullwert, als Durchschnittswert kann etwa  $An_{20}$  angenommen werden. Der Albit bildet zuweilen die Außenzone und ihr mögen die oft als Albit sichergestellten (010)-Schnitte entstammen. Orthoklas ließ sich nicht nachweisen. Als Sekundärbildung fehlt Serizit zwar durchaus nicht, aber ungleich häufiger begegnet man der Verdrängung durch Chlorit, wobei häufig die Chloritpseudomorphosen von einem schmalen unveränderten Rahmen aus Albit umgeben werden, so daß ausgesprochen kastenartige Feldspatgebilde resultieren. Die oben erwähnte Inhomogenität der Mineralverteilung geht so weit, daß selbst die Partien unveränderten Feldspats, die mit Serizitbildung und die mit Chloritisierung streng distanziert erscheinen. Am meisten drängt sich der Gegensatz bei der Serizitisierung auf, sie erfolgte an einzelnen Stellen fast restlos, um gleich daneben fast zu verschwinden. Da entsprechende Unterschiede im ursprünglichen Feldspat auszuschließen sind, scheinen mir als Ursache nur ein lokalisiertes Auftreten und ein durch die jeweilige Umgebung bzw. den Zirkulationsweg bedingter Wechsel der einwirkenden Dampf- oder Lösungsphase oder aber deren zeitliche Differenz im Bereich des Möglichen zu liegen. Letzteres muß man auch für die Chloritisierung und Serizitisierung wohl annehmen. Selbst an Stellen starker Serizitisierung begegnet man nie einer Albitumrahmung wie bei den Chloritpseudomorphosen, d. h. die Serizitbildung folgt der Albitausscheidung nach, die Chloritisierung geht ihr voraus. An dritter Stelle wäre eine Verdrängung durch Prehnit zu erwähnen.

Ganz allgemein können wir Verdrängungsprozesse nur in Anspruch nehmen, wo die Kristallformen des Edukts oder Reste desselben in dem vom Produkt eingenommenen Raum bewahrt geblieben sind. Für das Verhältnis Plagioklas:Prehnit im vorliegenden Fall trifft ersteres nur teilweise zu. Die eigentlichen „Prehnitester“ jedoch sind im großen ganzen völlig frei von Plagioklas und oft räumlich ganz getrennt von den „Plagioklasnestern“. Man müßte also schon eine weitgehende Auflösung des Plagioklas und eine spätere Kristallisation von Prehnit annehmen, wollte man die Prehnitisierung verallgemeinern. Ein solcher Verlauf

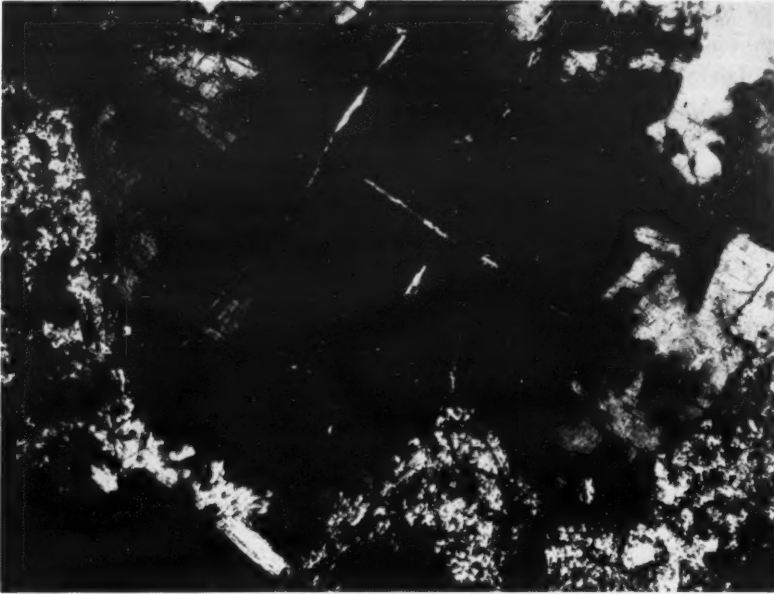


Abb. 1. Analcim, hauptsächlich im Randbereich übergehend in ein anisotropes, zum Teil schwach divergentstrahliges Mineral (Natrolith?). Auf zwei Spaltebenen Ausscheidung von Muscovit. Nic. + Vergrößerung 170  $\times$ .

wird indessen unwahrscheinlich angesichts der stellenweisen vollkommenen Erhaltung des Feldspats. Mit demselben Recht könnte man für den Chlorit in toto das gleiche behaupten, was sicher *nicht* zutrifft.

Die *Feldspatvertreter* gehören zweifellos zu den interessantesten Bildungen innerhalb der vorliegenden Mineralkombination. Den Analcim könnte man sich noch gefallen lassen, aber der Nephelin und noch mehr der Leucit muten um so fremdartiger an, als sie ebenso wie der Analcim mit relativ großen einheitlichen Kristallen vertreten sind. In der Regel bildet nur der Analcim selbständige Individuen, deutlich erkennbar an seiner Spaltbarkeit, der optischen Isotropie und der niedrigen Lichtbrechung. Seine Durchschnitte erreichen trotz offensichtlicher späterer Korrosion nicht selten 1 mm<sup>2</sup> und darüber. Die beiden anderen sind fast stets miteinander und sehr oft auch mit Analcim verwachsen. Wo letzteres nicht der Fall ist, sind sie mehr oder weniger stark korrodiert (Abb. 1). Aber ihre Identifizierung ist eindeutig. Der Leucit zeigt wenigstens zum Teil die bekannte mimetische Zwillingslamellierung (Abb. 2 und 3) und nur durch sie wurde ich auf ihn aufmerksam. Solche Individuen zeigen genau wie in den Leucititen

optische Zweiachsigkeit und positiven Charakter der Doppelbrechung. Der Nephelin ist ebenso deutlich einachsig und optisch negativ. Die Bestimmung



Abb. 2. Leucit im Alkalidiabas, gekennzeichnet als  $\beta$ -Leucit durch feine anisotrope Lamellensysteme. Nic. +. Vergrößerung 520  $\times$ .

der Lichtbrechung durch Immersion im Dünnschliff gestattete zwar keine getrennte Beobachtung beider Mineralien, doch ergaben mehrere Messungen Brechungsindizes von 1,49 und 1,50, so daß die Identifizierung auch dadurch



gesichert erscheint. Auch für den Analcim ergab die gleiche Bestimmungsmethode  $n = 1,49$ . Wo gelegentlich Kristallaggregate an die Stelle einheitlicher Kristalle treten, lassen schwach bräunliche Trübung in vollkommen glasklarer



Abb. 3. Anderes Beispiel für das Auftreten von  $\beta$ -Leucit im Alkalidiabas. Nic. +. Vergrößerung 250  $\times$ .

Umgebung sowie Neigung zu schwach strahliger Entwicklung, häufiger allerdings geradlinig begrenzte, verschieden geformte Felder anisotroper Substanz im isotropen Kristall (meist vom Rande ins Innere sich erstreckend) eine Beteiligung auch von Natrolith vermuten. Aber der sichere optische Nachweis ist mir nicht gelungen. Im Bereich starker Chlorit- oder auch Serizitbildung kann die Korrosion

soweit gehen, daß nur noch skelettähnliche Rudimente aus Analcim oder Nephelin übrig bleiben.

*Prehnit* ist in den analysierten Proben außerordentlich reichlich vertreten. Zwar fehlen die für ihn so charakteristischen fächerförmigen Aggregate keineswegs, doch im allgemeinen herrscht eine mehr oder weniger hypidiomorphe tafelige Ausbildung vor. Der Mangel optisch einheitlichen Verhaltens bildet auch im vorliegenden Fall die Regel, ist jedoch keineswegs eine generelle Erscheinung. Insbesondere Schnitte  $\perp n_x$  löschen fast ausnahmslos undulös aus, während einheitliche Auslöschung in Schnitten  $\perp n_y$  und  $n_z$  häufiger zu erfolgen scheint. Die Frage der Abhängigkeit des Prehnits vom Plagioklas wurde bereits oben berührt. Auch inmitten der großen monoklinen Augite treffen wir den Prehnit an, zum Teil in scharf umgrenzten leistenförmigen Durchschnitten, bei deren Form man vielleicht an ursprünglichen Feldspat denken könnte. Aber vom gleichen Augitkristall werden völlig feldspatfremde Prehnitformen sowie völlig prehnitfreier Plagioklas umschlossen, so daß man auch hier keineswegs vorbehaltlos von einer Verdrängung sprechen kann. Außerdem begegnen wir, auch abgesehen von den reinen Prehnitnestern, keineswegs nur solchen unmittelbaren Verknüpfungen mit Feldspat und Augit. Verbreitet sind vielmehr auch völlig isolierte und teilweise idiomorphe Prehnitkristalle und gelegentlich ragt auch in sie ein idiomorpher leistenförmiger Oligoklas tief hinein. Fassen wir alle diese Erscheinungen zusammen, so müssen wir ihnen jedenfalls das eine entnehmen, daß nicht eine nachträgliche, sekundäre Prehnitisierung des fertigen Gesteins stattgefunden hat. Vielmehr haben wir es mit einer Prehnitkristallisation in einer relativ späten Erstarrungsperiode zu tun, wobei allenfalls eine geringfügige Verdrängung älterer Komponenten eingetreten ist. Die Vorgänge waren anscheinend örtlich eng begrenzt, und so konnte es geschehen, daß an bestimmten Stellen Kristallisationszentren in großer Zahl, an anderen nur einzeln sich bildeten und daß neben der Feldspatverdrängung an der einen Stelle eine Feldspatausscheidung an der anderen einherging.

Anders als in dem gewöhnlichen Sinn dokumentieren *rhombischer und monokliner Pyroxen* ihren Charakter als Produkte zweier zeitlich getrennter Generationen. Der älteren gehört der rhombische Pyroxen an, aber nur ganz vereinzelt verrät uns ein spärlicher Rest seine ursprüngliche Natur, ein Überbleibsel eines frühen Entwicklungsstadiums, verschont geblieben von der Umbildung in faserigen Serpentin, in den er eingebettet erscheint. Der nachweislich positive Charakter der Doppelbrechung stellt immerhin die Zugehörigkeit zum Enstatit außer Frage. Der fehlende oder doch sehr geringe Fe-Gehalt äußert sich ferner darin, daß die charakteristischen Serpentinaggregate fast absolut frei sind von Interpositionen, insbesondere solchen, die auf einen nennenswerten ursprünglichen Fe-Gehalt hindeuteten. Diese überaus typischen Aggregate verraten in ihren Konturen in der Regel noch deutlich die Form der einstigen Enstatitkristalle, die Längen bis zu 0,5 cm erreichten. Zuweilen sind sie korrodiert, ein Vorgang, der offenbar schon den Enstatit betroffen hat und bei dem Chlorit an die Stelle des Serpentin getreten ist. Anordnung und Ausbildung dieser Serpentin-Pseudomorphosen erinnern sehr an die bei der Serpentinisierung des Olivins entstehende Maschentextur, vielleicht mit dem einzigen Unterschied, daß der Eindruck des Maschenwerks ausschließlich durch die Faserrichtung, nicht durch dunkel oder schwarz

erscheinende Randstreifen hervorgerufen wird. Die randlichen Längfasern sind deutlich pleochroitisch: hell lauchgrün parallel, bräunlich senkrecht zur Längsrichtung. Daß die Serpentinisierung im vorliegenden Fall nicht auf Oberflächenwirkung beruht, sondern während des Erstarrungsprozesses erfolgt ist, steht außer Frage.

Letzteres wird insbesondere durch die Frische des schwach bräunlich durchscheinenden monoklinen Augits bewiesen. Folgende optische Eigenschaften wurden festgestellt:  $n_\gamma - n_\alpha = 0,026$ ,  $n_\beta - n_\alpha = 0,0042$  als Mittelwerte mehrerer Messungen (Berek-Kompensator);  $2V = 47^\circ 30'$  (Mittelwert, direkte Messung des linearen Achsenabstands und Auswertung nach MALLARD-BECKE);  $c\gamma = 33^\circ, 37^\circ$  und  $42,5^\circ$  bei guter Schnittorientierung. Die zum Teil auffallend geringen Auslöschungsschiefen  $c\gamma$  im Verein mit dem relativ kleinen  $2V$  sprechen für eine gewisse Beteiligung von Klintoenstatit. In WINCHELLS Dreiecksprojektion Diopsid-Hedenbergit-Klintoenstatit ergeben die Messungen etwa einen Variationsbereich zwischen 60—30 Diopsid, 35—40 Klintoenstatit und 5—30 Hedenbergit. Eine Bestimmung des mittleren Brechungsindex in einem Schnitt senkrecht zur optischen Achse vermittels der Immersionsmethode ergab  $n_\beta = 1,71$ , also etwas über dem von WINCHELL angegebenen Wert gelegen, doch möchte ich der Messung nicht dieselbe Genauigkeit zuschreiben wie den Messungen von  $n_{\gamma/c}$  und  $2V$ . (Auf dieser Grundlage würde  $n_\alpha \sim 1,706$ ,  $n_\gamma \sim 1,732$ .) Eine Lage im Dreieck Klintoenstatit-Klinohypersthen-Diopsid scheint im Hinblick auf die niedrigen  $c\gamma$ -Beträge nicht wahrscheinlich und aus demselben Grunde kommt wohl auch ein größerer Al-Gehalt nicht in Frage.

Ganz ist der monokline Augit von einer Chloritisierung nicht verschont geblieben, sie beschränkt sich jedoch auf die unmittelbare Nachbarschaft durchsetzender Risse und auf die Randpartien, ihr Ausmaß erreicht jedoch nicht entfernt das beim Feldspat.

*Epidot* tritt nur sehr spärlich und in ganz sporadischer Verteilung auf, meist ohne einseitige Bindung hinsichtlich seiner unmittelbaren Umgebung. Kleine allotriomorphe Körner stehen zwar des öfteren in räumlichem Zusammenhang mit Plagioklas bzw. Plagioklas + Chlorit und mögen jenem ihre Entstehung verdanken, doch unverkennbar ist *Epidot* zum Teil unabhängig, vor allem im Anschluß an die Prehnitkristallate entstanden und verrät dann ausgesprochene Tendenz zu idiomorpher Entwicklung. Besonders trifft das für Kriställchen von der Größenordnung 0,01 bis 0,1 mm in der [010]-Richtung zu. Im ganzen erreichen die Dimensionen in dieser Richtung nicht oft 0,2 mm. Zwillingsbildung, wahrscheinlich nach (100), ist relativ selten. In der Regel sind die Schnitte vollkommen farblos, nur vereinzelt erscheint fleckenweise eine schwache hellgelbe Tönung. Als Auslöschungsschiefen  $c\alpha$  wurden  $2\frac{1}{2}^\circ$  und  $5\frac{1}{2}^\circ$  gemessen. Die Fe-Beimengung kann nur sehr gering sein, d. h. die Zusammensetzung einem mehr oder weniger reinen Klinozoisit nahestehen.

Quantitativ spielen auch *Biotit* und *Hornblende* keine nennenswerte Rolle, sind jedoch insofern von Interesse, als sie recht oft in ähnlicher Entwicklung in den Diabasen des Lahn-Dillgebiets wiederkehren. Die Einzelkriställchen besitzen meist nur Abmessungen von wenigen Hundertsteln Millimeter, vereinzelt sind sie jedoch zu Aggregaten vereinigt, deren maximale Ausdehnung dann wohl 0,1, auch 0,2 mm erreicht. Beide Mineralien sind, wenn auch nicht ausschließlich,

so doch mit Vorliebe mit Chloritaggregaten vergesellschaftet. Verbreitet ist einmal eine Aggregierung Biotit + Titanit bzw. Biotit + Titanit + Chlorit und im allgemeinen kann man hier unbedenklich annehmen, daß Titanit und Chlorit aus ursprünglichem Biotit hervorgegangen sind. Aber das gilt nicht ohne weiteres für die zweite, besonders typische Art des Auftretens, bei der Chlorit, Biotit und blaugrüne Hornblende im vorliegenden Gestein fast ausschließlich Erzkörner umranden. Bei flüchtiger Betrachtung ist man leicht geneigt, die in chloritischer Umgebung auftretenden dunkel blaugrünen Farbtöne dem Chlorit zuzuschreiben, aber bei genauer Untersuchung muß man doch feststellen, daß dies nicht angeht. Die Doppelbrechung in leistenförmigen Schnitten ist dazu viel zu hoch. Schwieriger wird im Einzelfall die Entscheidung, ob es sich um Biotit oder Hornblende handelt, da die Hornblendeschnitte quer zur Spaltrichtung infolge ihrer Kleinheit kein Erkennen der Spaltform ermöglichen und da der begleitende Biotit parallel zur Spaltrichtung hier gleichfalls intensiv dunkelgrüne bis bräunlichgrüne Farbtöne aufweist. Dagegen übersteigt die Auslöschungsschiefe mit  $c\gamma'$  um  $20^\circ$  wesentlich die des Biotits, sodann ist die Farbe parallel  $\alpha'$  etwas intensiver bräunlich als beim Biotit und schließlich ist eine eindeutige rotbraune Hornblende ( $c\gamma' \sim 23^\circ$ ) als weiterer Partner vertreten. Diese letztere Hornblende wurde allerdings nicht in der äußeren Umrandung des Erzkorns festgestellt, sondern ausschließlich im Kern, hier jedoch gleichfalls mit Chlorit vergesellschaftet. Die Hüllpartie enthält außerdem zahlreiche Titanitkörner, und es wäre vielleicht denkbar, daß die ungewöhnlichen Farben mit einer stofflichen Veränderung der Erzkörner in Zusammenhang stehen. Soviel läßt sich aber wohl sagen, daß es sich hier nicht um Sekundärbildung aus Biotit handelt. Allein schon die vornehmlich stenglig-strahlige Ausbildungsform von Biotit, Hornblende und Chlorit spricht entschieden mehr für eine spätmagmatische Bildung. Einer wiederum anders beschaffenen braunen Hornblende begegnen wir endlich in kleinen, in wechselnder Orientierung meist in Augit eingeschlossenen und randlich gern in Chlorit übergehenden, aber auch außerhalb des Augits vertretenen und vereinzelt zu Aggregaten vereinten Kriställchen. Für sie gilt  $\gamma$  rauchbraun,  $\beta$  grünlichbraun,  $\alpha$  hellbraun, also eine Absorption  $\gamma > \beta > \alpha$  sowie  $c\gamma'$  etwa  $16^\circ$ . Hier wie vielfach anderwärts veranschaulicht gerade diese im Gesamtgestein quantitativ belanglose, aber auffallend variable Hornblendebildung die Existenz und den Einfluß örtlich beschränkter chemischer Differenzen im Zuge der Gesteinsentwicklung. Für deren Gesamtcharakterisierung können sie als Ganzes auch dann wichtig sein, wenn wir uns die Deutung im einzelnen versagen müssen.

Die *Erzkomponente*, ursprünglich offenbar ein sehr titanreicher Magnetit, ist im Verlauf der Gesteinsentwicklung in zweifacher Hinsicht stark reduziert worden, einmal durch eine weitgehende Überführung in Leukoxen, derzufolge nur noch ein lamellares Erzgerüst übrig geblieben ist, zum anderen durch eine starke Korrosion, derzufolge die nicht sehr zahlreichen, aber recht großen (bis 1 mm, gelegentlich sogar bis 2 mm) Kristalle zumeist durch tiefe Einbuchtungen gegliederte und siebartig durchlöchert erscheinende Formen angenommen haben. Die jetzige Erzmenge ist jedenfalls gering.

Im Gegensatz zum Erz beteiligt sich der *Titanit* am Mineralbestand mit einer großen Zahl, aber höchstens 0,2 mm groß werdenden teils idiomorphen Kriställchen, teils allotriomorphen Körnern.

Etwas *Calcit* kommt gelegentlich wohl vor, jedoch ist er quantitativ ohne Bedeutung und kaum als primäre Gesteinskomponente zu werten.

Für den im ganzen recht spärlichen *Apatit* wiederum ist eine ungleichmäßige Verteilung bezeichnend. An einzelnen Stellen neigt er zu gehäufte Kristallisation bei relativ kräftiger Entwicklung der Kristalle, aber über relativ weite Bereiche läßt sich *Apatit* überhaupt nicht beobachten.

Die Ermittlung der quantitativen modalen Beteiligung der Gesteinskomponenten wird im vorliegenden Fall von wesentlichem Interesse. Anzahl und Verteilung derselben bereiten allerdings der Integration erhebliche Schwierigkeiten und von vornherein darf nur eine annäherungsweise Genauigkeit erwartet werden. Letzteres gilt vor allem für den Serizit und den Chlorit. Sie ergeben nicht allein stark differierende Werte in den verschiedenen Schliffen (Serizit steigend bis 16, Chlorit sogar bis 28 Vol.-%), sondern vor allem auch eine Überbewertung, da restliche Feldspatsubstanz in den Zwischenräumen der Serizit- und Chloritaggregate nicht erfaßt werden kann und dieser Fehler bei der räumlichen Übertragung entsprechend ins Gewicht fällt. Für die modale Auswertung der Analyse ist es aber bereits wesentlich, daß Augit (+ Biotit + Hornblende) + Serpentin sowie Prehnit mit einiger Genauigkeit ermittelt werden konnten. In Fällen wie dem vorliegenden wäre ohne den LEITZschen Integrationstisch eine einigermaßen befriedigende Lösung der Aufgabe undurchführbar. Die Ausmessung ergab im Mittel etwa:

Feldspat . . . . .	17 Vol.-%	
Analcim + Nephelin + Leucit . .	15	„
Serizit . . . . .	12	„ (maximaler Wert in einem Schliff 15%)
Pyroxen + Biotit + Hornblende .	10	„
Chlorit + Serpentin (Enstatit) . .	22	„ (im Einzelschliff steigend bis auf 28%)
Prehnit + (Epidot) . . . . .	19	„
Titanit + Magnetit + Apatit . . .	5	„

Die Genauigkeit dürfte, selbst bei sorgfältigster Ausmessung, für eine Komponente wie Chlorit kaum über  $\pm 3\%$  hinausgehen. Das Ergebnis für Serizit kann im allgemeinen nur auf einen relativ geringen Genauigkeitsgrad Anspruch erheben (meist zu hoch).

Eine bessere Annäherung an den tatsächlichen quantitativen Mineralbestand wird meines Erachtens erreicht von der Bauschanalyse aus, wenn wir unter Zugrundelegung der durch Integration ermittelten Werte für Feldspat, Pyroxen und Prehnit vorgehen. Dabei bildet allerdings die unvollkommene Kenntnis des Pyroxencharakters eine gewisse Fehlerquelle. Aber mit einiger Sicherheit dürfen wir ihn wohl als tonerdefrei oder doch sehr tonerdearm annehmen, so daß der Fehler nicht allzusehr ins Gewicht fällt, wenn wir mit einer einfachen Mischung Diopsid:Hedenbergit rechnen. Für den Anteil des serpentinartigen Umwandlungsproduktes aus rhombischem Pyroxen lieferte die Integration einen etwa bei 4% liegenden Mittelwert. Auch hier handelt es sich höchstwahrscheinlich nicht um einen eisenfreien reinen Serpentin. Die Berechnung würde demnach folgendes approximatives Gesamtbild ergeben (Tabelle 3).

Der Ermittlung der quantitativen Mineralassoziation steht die des *Altersverhältnisses* der beteiligten Komponenten an Interesse nicht nach. Auch dieses entspricht keineswegs dem Schema der normalen Ausscheidungsfolge aus einer Schmelze von basaltischem Chemismus. Wir wollen von den jetzigen und ehe-



Tabelle 3.

	Ap	Tn	Mt	Lc	Ne	Am	Ab	An	Sc	Py	Serp	Chl	Preh
Si 773		22		12	25	92	183	30	75	100	30	64,5	139,5
Ti 22		22											
P 2	2												
Al 349				6	25	46	61	30	75			13	93
Fe <sup>+++</sup> 27			27										
Fe <sup>++</sup> 100			13,5							13		73,5	
Mn 2										2			
Mg 117										40	20	57	
Ca 183	3	22						15		45		5	93
Na 140					25	46	61		8				
K 23				6					17				
H 447						92			50		40	172	93
	5	66	40,5	24	75	276	305	75	225	200	90	385	418,5
Mol.-%	0,2	3,0	1,8	1,1	3,5	12,6	13,9	3,5	10,3	9,2	4,1	16,7	19,1

maligen Vertretern der Pyroxengruppe ausgehen. Nach der kristallographischen Formprägung und dem Verhalten gegenüber den assoziierten Mineralien kann es kaum einem Zweifel unterliegen, daß der ehemalige rhombische, jetzt fast restlos serpentinierte Pyroxen eine sehr frühe, der unveränderte diopsidische Augit eine relativ späte Ausscheidung darstellt. Jener ist auch in seinem jetzigen Zustand durch geschlossene, im wesentlichen idiomorphe Individuen gekennzeichnet. Für diesen dagegen sind allotriomorphe Konturen und starke Zergliederung durch andere Kristallisationen geradezu typisch. Aber letzteres geschieht nicht nur wie üblicherweise beim Diabasgefüge durch Plagioklas, sondern ebenso durch Prehnit, und zwar in einer nur bei Gleichzeitigkeit der Kristallisation denkbaren Weise, vermöge deren dann Verwachsungen entstehen, wie sie in Abb. 4 wiedergegeben sind. Der Prehnit aber ist zweifellos ein Spätprodukt. Wir müssen also schließen, daß die Kristallisation des diopsidischen Augits bis in diese Spätphase hineinreichte. Und der Umstand, daß diese Verwachsungen nicht etwa kleine selbständige Augitkristalle betreffen, sondern Partien in einheitlich orientierten großen Augitindividuen, zwingt zu der Annahme, daß der Augit überhaupt einer relativ späten Kristallisationsphase angehört. Der schon rein phänomenologisch in der Unabhängigkeit des Auftretens und im Grad der Idiomorphie ausgeprägte Gegensatz der beiden Pyroxene wäre vielleicht noch begreiflich bei einem stark differierenden, etwa durch hohen Tonerdegehalt oder durch Titananreicherung gekennzeichneten Chemismus der jüngeren Generation. Ein solcher Unterschied besteht jedoch offenbar nicht. Um so merkwürdiger erscheinen räumliches Getrenntsein und absolut verschiedener Erhaltungszustand. Wir können meines Erachtens daraus nur schließen, daß der rhombische Pyroxen schon größtenteils serpentiniert war, als die Ausscheidung des monoklinen begann. Das heißt *alle Anzeichen sprechen für einen Hiatus in der Pyroxenausscheidung* und für einen entscheidenden Wechsel in der geschichtlichen Entwicklung des Gesteins.

Abweichend vom Pyroxen muß der Plagioklas im wesentlichen als zeitlich ununterbrochene Bildung angesprochen werden. Sie setzt allerdings offenbar später ein als die Enstatitkristallisation, denn nur ganz vereinzelt greifen Plagioklaskristalle in den Enstatitraum hinein, in der Mehrzahl der Fälle wird dieser

von ihnen nicht beeinträchtigt. Dagegen verlaufen die Kristallisationen von monoklinem Augit und Plagioklas ohne Einschränkung gleichzeitig. Ob allerdings die Plagioklaszusammensetzung im gesamten Kristallisationsintervall die gleiche geblieben ist, läßt sich nicht restlos entscheiden. Ich möchte es nicht annehmen. Eine zunehmend größere Bedeutung hat die Albitkomponente zweifellos erhalten, sie wird durch die Gegenwart fast reinen Albits im Schlußstadium angezeigt, und es hat nicht den Anschein, daß dieser das Ergebnis einer postmagmatischen Albitisierung und Albitneubildung darstellt. Für diese An-

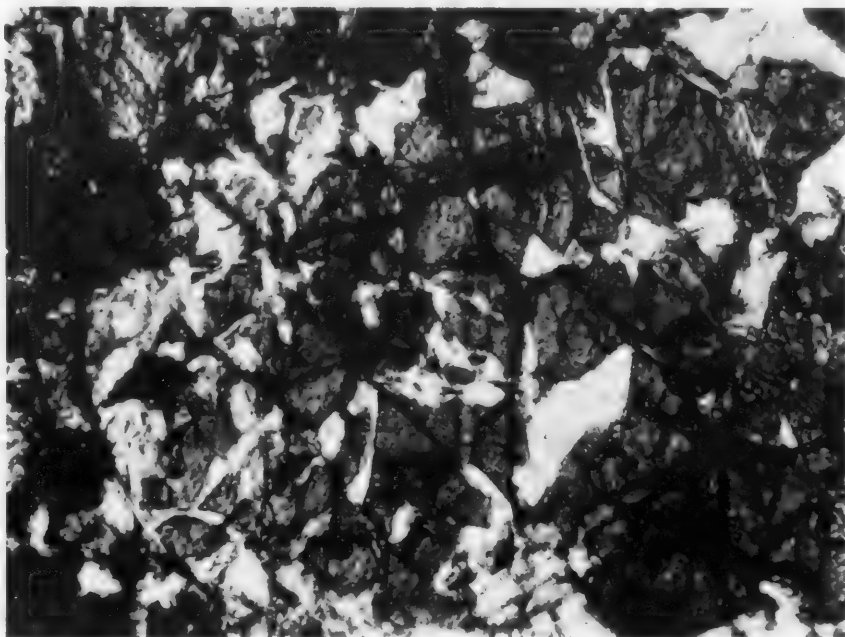


Abb. 4. Gelegentliche Durchwachsungen von Augit und Prehnit entsprechend der Abbildung deuten auf gleichzeitige Kristallisation, d. h. die Bildung von Augit II erstreckt sich noch bis in das Spätstadium der Erstarrung. Nic. +. Vergrößerung 180  $\times$ .

nahme spricht neben dem durchgehends mangelnden Reinheitsgrad des Feldspats auch die Serizitisierung, die die letzte Phase der Metasomatisierungsvorgänge darstellt.

Einer genetischen Abhängigkeit des Prehnits vom Plagioklas steht allein schon dessen vorherrschende kristallographische Ausbildung entgegen, und noch mehr tun dies seine Verteilung und sein Verhalten gegenüber dem Augit. Außerdem spricht folgende Überlegung für solche Unabhängigkeit. Selbst wenn wir annehmen, daß der gesamte Plagioklas ursprünglich einer Mischung  $Ab_{50}An_{50}$  entsprochen hätte, würde die verfügbare Ca-Menge zur Deckung des Ca-Bedarfs der vorhandenen Prehnitmenge nicht ausreichen. Schließlich kommt hinzu, daß bei einer derartigen Verdrängung notwendig  $SiO_2$  frei werden mußte, während keine Spur von Quarz oder Chalcodon zu entdecken ist. Wie aber erklären sich die lokalisierten, randlich mit benachbarten Komponenten verwachsenden und in sie übergreifenden Anhäufungen reinen Prehnits? Entstammen die beteiligten Stoffe dem Magma? Welche Zusammensetzung hatte eine derartige Restlösung?



Woher kommt deren Calciumgehalt? Auf diese Fragen gibt uns der jetzige Zustand des Gesteins keine Antwort.

Die Stellung der Feldspatvertreter einschließlich des Analeim beansprucht unser ganz besonderes Interesse aus naheliegenden Gründen. Sie gehören, entgegen den Forderungen bei normalem Kristallisationsverlauf, im vorliegenden Fall nicht zu den Endprodukten der Kristallisation. Einheitlichkeit und Größe ihrer Kristalle sind ganz außergewöhnlich für magmatische Gesteine von basaltischem Gesamtcharakter. Diese Ausbildung sowohl wie die offensichtliche teilweise Wiederauflösung in einem späteren Stadium verweisen ihre Bildung in eine relativ frühe Entwicklungsphase. Unsere Erfahrungen sprechen dagegen, diese bis in die Zeit der Enstatitbildung zurückzuverlegen. Die Feldspatvertreter sind also jünger als die Enstatitgeneration und älter als das Auftreten der chloritisierenden, serizitisierenden und die Prehnitbildung veranlassenden Lösungen.

Die bisherigen Ausführungen bezogen sich auf die Ausbildung des Gesteins auf der Ostseite des Ulmtals unweit des Tiefen Stollens der Grube Viktor. Es ist dasselbe Gestein, das im Tiefen Stollen selbst ansteht und dessen Kontakt in den Calcitmandeln des angrenzenden Weilburgits eine Bildung von Granat und Epidot bewirkt hat (LEHMANN 1940). Das auf der gegenüberliegenden Tal-seite, etwa 200 m nördlich der Brücke in einem alten kleinen Steinbruch angeschnittene Gestein führt in den untersuchten Proben etwas weniger Prehnit, dagegen etwas mehr Biotit und Epidot als die analysierte Probe. Auch Feldspatvertreter waren in ihnen nicht mehr eindeutig festzustellen. Ob sie überhaupt fehlen oder in dem weniger frischen Gestein umgewandelt sind, läßt sich nicht entscheiden. Dagegen ist der Diabas hier durch eine andere Besonderheit bemerkenswert, auf die ich noch kurz eingehen will, weil auch sie für die Gesamtbeurteilung des Gesteins aufschlußreich ist. Es sind dies gelegentliche *hellere Schlieren*, die vielleicht nicht ganz so grobkörnig wirken wie das Hauptgestein, aber schon makroskopisch ein wesentliches Zurücktreten der dunklen Komponenten zu erkennen geben. Über Häufigkeit und Größe lassen sich an Hand der Aufschlüsse genauere Aussagen nicht machen, aber sie scheinen wenigstens stellenweise nicht selten zu sein und es wurden Bereiche bis zu Dezimetergröße beobachtet. Diese Schlieren besitzen nun ganz und gar *syenitischen, zum Teil sogar leukosyenitischen Charakter*. Sie bestehen zu 80 bis 90% aus Feldspat, auffallenderweise durchweg von größerer Frische als im Hauptgestein, d. h. sie sind ungleich weniger durch Chlorit infiziert und Serizitisierung fehlt fast ganz. Deutlich treten zwei Feldspatgenerationen in Erscheinung: eine ältere, ausgesprochen taflig nach (010), mit etwas bevorzugter [100]-Richtung, stets durch feinste Interpositionen etwas getrübt, und eine jüngere, die vollkommen klar ist und sich in den Zwischenräumen jener sowie auf Rissen entwickelt hat. Den Feldspat der ersten Kategorie stellen Mikroklin (perthitisch), Kalinatronfeldspate [Auslöschungen auf (010) 9 bis 14°] und Albit, den der zweiten Kategorie ausschließlich Albit, oft mit ausgeprägter Felderung, gelegentlich, in Rissen durch das Gestein, schwach gebogen oder zerbrochen. An sonstigen Komponenten begegnen wir in der Frühphase außer dem noch stärker als im Hauptgestein in Leukoxen überführten, aber kompakten und idiomorphen Titanomagnetit idiomorphem Titanit, sodann ganz vereinzelt serpentinisiertem rhombischem Pyroxen und, gleichfalls mit kristallographisch scharfer Umgrenzung und kurzsäuligem Habitus, einem

monoklinen Pyroxen ( $2V \sim 48^\circ$ ,  $c\gamma = 46^\circ$ ) sowie einzelnen winzigen Biotitblättchen. Keine dieser sich wiederholenden Komponenten erreicht auch nur annähernd die Dimensionen wie im Hauptgestein, durchschnittlich sind sie um eine Zehnerpotenz kleiner als dort. Zur zweiten Generation gehören Epidot und mit ihm häufig, aber keineswegs immer vergesellschaftet Zoisit. Letzterer ist stets in der Ausbildung Abb. 5 vertreten und erreicht in der Hauptentwicklungsrichtung  $c$  maximal 0,2 mm. Festgestellt wurde  $a = \gamma$ ,  $b = \beta$ ,  $c = \alpha$ ,



Abb. 5. Typische Formen kleiner Zoisitkristalle in syenitischen Schlieren des Alkalidiabas. Zoisit in der Regel unmittelbar vergesellschaftet mit Albit der Hydrothermalphase. Nic. +. Vergrößerung 140  $\times$ .

$2V \sim 44^\circ$ , starke Dispersion  $\rho > v$ , in Längsschnitten oft deutlich pleochroitisch durch licht bläulichgrünen Farbton parallel  $\beta$ ,  $\alpha$  und  $\gamma$  farblos. Quantitativ bilden Zoisit und Epidot in den syenitischen Schlieren die herrschenden melanokraten Komponenten, in den feldspatreichsten mag ihnen Chlorit etwa nahe kommen, in den weniger feldspatreichen steht er hinter ihnen zurück. In manchen Schlieren reichert sich auch Prehnit an und gleichzeitig damit scheint Epidot gegenüber dem Zoisit in den Vordergrund zu treten.

#### *Allgemeine Betrachtungen.*

Die Eigenart der vorstehend betrachteten Mineralkombination besteht darin, daß die in ihr zu einer Einheit zusammengefügtten Erscheinungen offenbar nicht das Ergebnis einer kontinuierlich und gesetzmäßig verlaufenden magmatischen Entwicklung darstellen und daß wir im Endresultat doch ein Gestein vor uns haben, dessen Chemismus durchaus den Charakter eines normalen magmatischen Gesteins, eines Vertreters der verbreiteten Gruppe alkalibasaltischer Gesteine

besitzt bzw. angenommen hat, der ihm allem Anschein nach ursprünglich fremd gewesen ist. Es ist immerhin nicht häufig der Fall, daß einzelne Stadien eines derartigen Vorgangs sich mit solcher Deutlichkeit im Endprodukt abzeichnen wie hier.

Rekapitulieren wir kurz diese Erscheinungen: 1. die dem Frühstadium der Kristallisation zugehörige Generation eines rhombischen Pyroxens mit teilweise gleichzeitiger Ausscheidung von Kalknatronfeldspat; 2. die Serpentinisierung des rhombischen Pyroxens; 3. die Bildung relativ großer einheitlicher Kristalle von Leucit, Nephelin und Analcim; 4. teilweise Resorption dieser foidischen Komponenten; 5. zweite, mit großen unveränderten Kristallen vertretene Augitgeneration; 6. Abschluß der Plagioklasausscheidung unter Zurückgehen der Anorthitkomponente, in einem Spätstadium noch Bildung reinen Albits; 7. intensive Prehnitbildung; 8. lokalisierte, aber an den Wirkungsstellen kräftige Chloritisierung und Serizitisierung.

Gewiß, jedem Versuch, einen derartigen Erscheinungskomplex zu analysieren und nach zeitlichem und räumlichem Geschehen zu gliedern, haften gewisse Unsicherheiten an und sie werden noch größer, wenn wir versuchen, den weiteren Schritt zu tun und auf die Frage nach den ursächlichen Zusammenhängen zu antworten. Wir sollen und können uns trotzdem einem solchen Versuch nicht entziehen. Wollten wir aus den eindeutigen Ergebnissen des Experiments und aus den der unmittelbaren Wahrnehmung zugänglichen Prozessen Grenzen errichten, so dürften wir es kaum wagen, unseren Blick auf die Erscheinungswelt der Gesteine zu richten, denn sie ist nirgends ein Einfaches. Aber "we are never devoid of some hope that we shall eventually know everything" (BOWEN). Zum mindesten dürfte soviel wohl als erwiesen gelten, daß es zur Erfüllung dieser Hoffnung beiträgt, wenn uns jene Ergebnisse nicht Grenzpfähle, sondern Wegweiser bedeuten.

Eine mit rhombischem Pyroxen beginnende und mit dem Hinzutritt von Plagioklas sich fortsetzende Kristallisation setzt eine an  $\text{SiO}_2$  gesättigte Schmelze voraus. Das vorliegende Gestein mit seiner verhältnismäßig stark negativen Quarzzahl ( $qz = -34,4$ ) erfüllt diese Voraussetzung durchaus nicht. Es erforderte ein  $\text{Si}$  von 147,7 oder einen  $\text{SiO}_2$ -Gehalt von 60,7 Gew.-% zur Verwirklichung der Sättigung. Wir können daraus nur schließen, daß die jetzige Zusammensetzung des Gesteins nicht dem Chemismus jener Ausgangsschmelze entspricht. Bezüglich der Art der Veränderung können verschiedene Annahmen gemacht werden. Halten wir uns dabei an die Erscheinungen im Gestein, so wäre vor allem an Zuwanderung von  $\text{Mg} + \text{Fe}$  (Chloritbildung), von  $\text{Ca}$  (Prehnitbildung) und von  $\text{Na}$  (Albitbildung) in den Endstadien der Entwicklung zu denken. Prehnit und Chlorit haben zweifellos Calcium und sehr wahrscheinlich auch Natrium aus dem Plagioklas verdrängt. Die verdrängte  $\text{Ca}$ -Menge kann jedoch unmöglich ausreichend gewesen sein für die jetzt vorhandene Prehnitmenge. (Das im Titanit gebundene Calcium spielt im Verhältnis dazu keine Rolle.) Vollends läßt die Chloritmenge angesichts des frischen Augits eine Deckung des  $\text{Mg-Fe}$ -Bedarfs aus einem vorhandenen Mineralbestand nicht zu und zudem widerspricht die Frühausscheidung eines rhombischen Pyroxens der Annahme einer frühen Olivin-Generation als  $\text{Mg-Fe}$ -Lieferant. Es wäre außerdem nicht einzusehen, warum solcher Olivin nicht ebenso wie der rhombische Augit unter

Erhaltung der Kristallform einfach serpentinisiert worden sein sollte. Die Umstände sprechen also tatsächlich für Änderung der Schmelze durch das Hinzukommen von Mg und Fe in einem späteren Stadium. Schwieriger zu beurteilen ist das Verhalten von Natrium. Eine gewisse späte Zufuhr hat zweifellos stattgefunden, das beweisen ebenso vereinzelte glasklare Albite innerhalb der Prehnitaggregate wie die Albitumrahmungen besonders der chloritisierten Plagioklase. Im ganzen kann indessen die Natronzufuhr nicht entfernt das Ausmaß derjenigen von Calcium, Magnesium und Eisen erreicht haben.

Legen wir uns die Frage nach der Herkunft dieser Stoffe vor, so bleibt jede diesbezügliche Antwort naturgemäß hypothetisch. Die nächstliegende scheint mir die zu sein, das Magmareservoir in der Tiefe als den Ursprungsort der hinzugekommenen Stoffe anzusehen. Zeitlich, auch darauf sei nochmals besonders hingewiesen, entfallen sie durchweg in das Spät- bzw. Endstadium der Gesteinsentwicklung. Wir müßten uns dann etwa vorstellen, daß bei einer vorausgegangenen gravitativen Kristallisationsdifferentiation Olivin einem Teil des Magmas durch Absaigerung entzogen wurde, so daß ein an  $\text{SiO}_2$  untersättigter, an Magnesium und Eisen relativ angereicherter Anteil auf der einen Seite entstand, während auf der anderen ein an  $\text{SiO}_2$  gesättigter und relativ Mg-Fe-armere Anteil übrigblieb.

Die Frühausscheidung rhombischen Pyroxens allein bzw. gemeinsam mit Plagioklas spricht in der Tat für die wenigstens zeitweilige Existenz eines Schmelzanteils von der erstgenannten Art. Andererseits ließe sich die Herkunft der späten hydrothermalen Lösungen, die Chlorit, Albit, Prehnit und Epidot lieferten, ohne Bedenken aus einem durch Zuwanderung von Olivin und Magnetit basisch und melanokrat gewordenen Schmelzanteil herleiten. Eine Stütze scheint mir diese Auffassung darin zu finden, daß die ältere Feldspatgeneration, d. h. die weit überwiegende Masse des Feldspats offensichtlich nicht oder doch nur unwesentlich von einer späten Albitisierung betroffen wurde, vielmehr einer ursprünglichen Zusammensetzung entspricht. Sodann läge im Sinne dieser Deutung, daß nur 2 km weiter nach SO ein olivinreicher pikritischer Diabas anstehend bekannt ist. Allenfalls die Erklärung der Prehnitbildung auf dem gleichen Weg könnte fraglich erscheinen. Ihre Möglichkeit kann weder bestritten noch bewiesen werden. Indessen möchte ich, da die umgebenden älteren und im Kontakt mit den Diabasen nicht selten metamorphosierten Schiefer zum Teil recht kalkreich sind, doch mehr an eine Ca-Zufuhr aus diesen denken. Hierin bestärkt mich insbesondere die Ungleichmäßigkeit in der Verteilung des Prehnits und, soweit festgestellt werden konnte, dessen Anreicherung gerade in den randlichen Teilen des Diabaskomplexes sowie der Anschein, daß es sich um einen spontanen und kurzfristigen Bildungsakt gehandelt hat. Ein hoher Ca-Gehalt des Magmas in der Tiefe hätte doch wohl mehr zu einer allmählichen Abgabe führen müssen und es ist schwer einzusehen, warum der Feldspat davon gänzlich unberührt geblieben sein sollte.

Nun sehen wir andererseits, wie diese durchaus als Rahmen einer normalen magmatischen Entwicklung erscheinenden Anfangs- und Endstadien durch ein Zwischenstadium unterbrochen sind, das einen grundsätzlich abweichenden, dem einleitenden Kristallisationsabschnitt vollkommen fremden Charakter trägt. Bildet schon die Wiederkehr einer zweiten und durch die Serpentinisierung des

rhombischen Pyroxens von der ersten scharf getrennten, völlig unveränderten Augitgeneration einen deutlichen Hinweis auf einen Wechsel im magmatischen Zustand, so tut dies in noch weit auffallenderem Maße das Erscheinen der Feldspatvertreter in einer Form, wie wir sie eigentlich nur bei Gesteinen ausgesprochener Alkalimagmen vorfinden, d. h. in relativ großen, in sich geschlossenen und nachträglich sogar korrodierten Kristallen. Wir könnten die Gegenwart untersättigter Alkalialumosilikate allenfalls noch verstehen, wenn sie, wie häufig in Gesteinen basaltischer Zusammensetzung, als allotriomorphe Spätprodukte der Kristallisation aufträten. Das ist jedoch nicht der Fall. Überaus merkwürdig ist auch, daß sie, im Gegensatz zum Feldspat, völlig unberührt geblieben sind von den metasomatischen Wirkungen der chloritisierenden und serizitisierenden Lösungen, wie wir solches beispielsweise in den basischen Keratophyren im Bereich Rupbachtal-Gutenacker feststellen können. *Es muß also in einem relativ frühen Entwicklungsstadium ein völliger Wandel im Magmenchemismus eingetreten sein*, und die quantitative Auswertung der Analyse zeigt eindeutig, daß das Defizit an Kieselsäure im wesentlichen nur mit diesem Wandel in ursächlichem Zusammenhang stehen kann.

F. BECKE hat 1907 in seinem klassischen Vergleich der petrographischen Provinz des Böhmisches Mittelgebirges mit der andinen auf die Bedeutung der Feldspatvertreter einerseits, der rhombischen Pyroxene andererseits als mineralogische Kennzeichen der atlantischen und der pazifischen Gesteinsreihe hingewiesen, und die Erfahrung hat im allgemeinen dieses Kriterium bestätigt. Der in unserem Beispiel ausgeprägte Wandel gewinnt, selbst wenn wir nicht einen ausgesprochenen Alkalikalkcharakter als Ausgangschemismus annehmen, sondern eine schwache Alkalitendenz konzedieren, letzten Endes unter diesem Gesichtswinkel eine ungewöhnliche Bedeutung für unsere Beurteilung des genetischen Verhältnisses der beiden natürlichen Gesteinsreihen.

Wir erinnern uns ferner der zahlreichen Erörterungen, die, hauptsächlich angeregt durch die von R. A. DALY erstmals 1910 aufgestellte Hypothese, im Verlauf der letzten 4 Jahrzehnte stattgefunden und in einer Reihe weiterer Hypothesen ihren Niederschlag gefunden haben (A. HARKER, N. L. BOWEN, A. HOLMES, C. H. SMYTH). Das Problem wurde alsdann von W. Q. KENNEDY (1931, 1933 und 1938) sowie von P. NIGGLI (1938) eingeengt in die Fragestellung nach der Existenz eines oder mehrerer basaltischer Muttermagmen. Ich möchte NIGGLI zustimmen, wenn er auf die im Chemismus oft nur wenig differierende Mannigfaltigkeit basaltischer Magmen hinweist und insbesondere die Verbreitung von Übergangstypen im Bereich vorwiegend basaltischer Provinzen, ja die Möglichkeit eines Nebeneinander pazifischer und atlantischer Tendenzen innerhalb ein und desselben Basaltgebietes hervorhebt. Die chemische Variabilität bewegt sich dabei oft genug in viel engeren Grenzen, als wir sie etwa ein und derselben Gesteinsfamilie ohne weiteres zugestehen, und man könnte vielfach beinahe versucht sein, von mehr oder weniger zufälligen Änderungen zu sprechen. Auf jeden Fall aber bewegen sich diese Änderungen im basaltischen Bereich oft in so engen Grenzen, daß wir außerstande sind, daraus die gleichen chemischen Unterschiede im Magma zu folgern. Ich bin auch heute noch der 1924, 1930 und 1931 vertretenen Auffassung, daß der von den herrschenden Außenbedingungen abhängige Charakter der frühen Kristallisationsprodukte und deren Verhalten



im Gravitationsfeld die mineralogische Zusammensetzung des jeweils resultierenden Basaltes maßgeblich bestimmt haben. Wenn die Beziehung Olivin + Anorthit  $\rightleftharpoons$  Augit bzw. Olivin + Albit + Anorthit  $\rightleftharpoons$  Augit + Nephelin zu Recht besteht, und dafür sprechen vielfache Beobachtungen, dann verläuft bei Begünstigung der linken Reaktionsseite in Verbindung mit bevorzugter Absaigerung des Olivins die Differentiation notwendig im Sinne pazifischer Entwicklung, bei Begünstigung der rechten Reaktionsseite und bevorzugter Absaigerung von Augit dagegen im Sinne atlantischer Entwicklung.

Aber ebensowenig wie hierin dürfen wir in irgendeiner der anderen Hypothesen das einzig mögliche und allein gültige Prinzip zur Lösung des gestellten Problems erblicken. Die Vorgänge in der Natur gehorchen keinem Schema. Darauf hat NIGGLI in seiner Abhandlung über die komplexe gravitative Kristallisationsdifferentiation schon mit allem Nachdruck hingewiesen, und ich kann es mir nicht versagen, seine Formulierung dieses Gedankens, der nicht nur für die mechanische Kristallisationsdifferentiation gilt, zu wiederholen. Er beschließt seine klassischen Ausführungen mit dem Satz: „Die Natur läßt sich nicht vergewaltigen, nur die sorgfältigsten Untersuchungen können über das Zusammenspiel der verschiedenen Faktoren Auskunft geben und in unserem Falle nur dann, wenn physikalisch-chemische, mineralogisch-petrographische und geologisch-tektonische Untersuchungen gleichmäßig und sich gegenseitig kontrollierend zur Urteilsbildung herangezogen werden.“

Als Ursache für den frühen Wechsel im Magmacharakter können wir verschiedene Möglichkeiten in Erwägung ziehen. Die eine wäre etwa die, daß das Magma ursprünglich eine Zusammensetzung besaß, derzufolge sich (eventuell neben Olivin) ein rhombischer Pyroxen in größerem Umfang bilden konnte, als dies durch den jetzigen Mineralbestand angezeigt wird, und daß dieser zum größten Teil gravitativ abwanderte. Dadurch müßte eine relative Verminderung an Magnesium, Eisen und Kieselsäure, ein relatives Ansteigen der Alkalien eintreten. Natürlich wäre ebenso gut neben dem rhombischen Pyroxen die Beteiligung eines monoklinen denkbar. Der Vorgang würde also eine Verschiebung des oben genannten Gleichgewichtes nach rechts, verbunden mit Gravitationseinfluß, voraussetzen. Eine andere Möglichkeit bestände darin, daß in einem frühen Stadium eine starke Alkalizuwanderung in das Magma stattfand und zu einer erheblichen Untersättigung Anlaß bot. Als dritte Möglichkeit käme schließlich die Assimilation eines basischen und relativ alkalireichen Nebengesteins in Betracht.

Wenn ich von diesen drei Möglichkeiten der dritten die größte Wahrscheinlichkeit zubilligen möchte, so leiten mich dabei folgende Überlegungen. Die analysierte Probe entstammt der nördlichen Randzone des Diabaskörpers und grenzt hier unmittelbar an eine Weilburgitmasse. Im jetzigen Oberflächenbereich war die Temperatur des Diabasmagmas immerhin noch so hoch, daß dieses auf den Weilburgit eine so beträchtliche Kontaktwirkung ausübte, daß in den Calcitmandeln sich verhältnismäßig reichlich Kalkgranat bilden konnte. Es ist durchaus denkbar, daß in größerer Tiefe die Weilburgitmasse selbst erst unvollkommen erstarrt und dadurch deren Assimilation erleichtert war. Sodann, und das erscheint mir besonders schwerwiegend, die Tatsache der Ausscheidung eines Augits mit zweifellos wesentlichem Ca-Gehalt im zweiten Entwicklungsstadium

weist darauf hin, daß nicht nur die Alkalien, sondern auch das Calcium eine Vermehrung erfahren hat. Und diese könnte ebenso gut wie mit den kalkführenden Schieferen mit dem  $\text{CaCO}_3$ -Gehalt im vorliegenden Weilburgit zusammenhängen. Das ursprüngliche Diabasmagma war, das bezeugt sowohl der rhombische Pyroxen wie der niedrige Anorthitgehalt des Kalknatronfeldspats, zweifellos kalkarm. Schließlich konnte ich in größerer Entfernung in untersuchten Diabasproben keine frischen Feldspatvertreter mehr feststellen, was allerdings auch auf Zufall beruhen kann, denn das Material der zwei kleinen Aufschlüsse und der Gehängeblöcke auf der Westseite des Tals läßt an Frische sehr zu wünschen übrig.

Welche Deutung aber auch zutreffen mag, an der Tatsache einer Unterbrechung der bereits eingeleiteten Kristallisation (sie wird ja auch durch die Serpentinisierung des rhombischen Augits dokumentiert), an der tiefgreifenden Änderung des Chemismus und an der Rekurrenz des Kristallisationsprozesses ändert dies nichts.

Indessen scheint mir das betrachtete Gestein nicht allein dadurch bemerkenswert, daß es die Möglichkeit einer Wandlung vom Kalkalkali- zum Alkalimagma veranschaulicht. Die Aufschlüsse, die es uns über ein zweites magmatisches Problem vermittelt, verdienen in nicht geringerem Grade unsere Berücksichtigung. Ich meine die Frage nach dem Verhältnis eines solchen magmatischen Gesteins zu dem ihm zugrundeliegenden Magma. Daß beide sich bezüglich der leichtflüchtigen Stoffe unterscheiden, ist bekannt. Aber sicherlich nicht alle Magmatite tun dies im gleichen Grade, ja es mag sogar solche geben, die es überhaupt nicht getan haben. Wir können über das Maß dieses Unterschiedes keine bestimmten Aussagen machen. Infolgedessen dürfen wir aber ebensowenig von einem grundsätzlichen, von einem allgemeinen Unterschied sprechen, lediglich von einem solchen im allgemeinen. Davon jedoch abgesehen möchte ich das, worauf es mir hier ankommt, etwa kurz als eine Frage formulieren. Wie würden wir das dem Bissenberger Diabas zugehörige Magma beurteilen, wenn das Gestein nicht in seiner absonderlichen Mineralassoziation gewisse Dokumente aus seiner Entwicklungsgeschichte aufbewahrt hätte? Es liegt durchaus im Bereich des Möglichen, daß solches der Fall wäre, ja es ist in der Tat sogar so, daß man von den spärlichen Aufschlüssen oder einigen Blöcken eine ganze Anzahl Proben untersuchen kann, ohne etwas vom rhombischen Pyroxen oder von einem der Feldspatvertreter darin zu entdecken. Es besteht also ohne weiteres die Möglichkeit einer Irreführung, da die Serpentinaggregate leicht einem Olivin zugeschrieben werden und da ein gewisser Prehnitgehalt keine ungewöhnliche Diabaskomponente darstellt.

Wenn wir ein eindeutig magmatisches Gestein vor uns haben, dann sind wir im allgemeinen geneigt, seine Entwicklung als einen kontinuierlich verlaufenden und von den Gesetzen der magmatischen Kristallisation bestimmten Vorgang anzusehen. Wir tun dies insbesondere dann, wenn der Gesteinschemismus ein durchaus normales Bild zeigt, sagen wir, sich ohne Schwierigkeit einem der verbreiteten Magmentypen zuordnen läßt. Letzteres trifft im vorliegenden Fall fraglos zu. Normaltheralithgabbroider Chemismus bildet im Bereich alkalibasaltischer Gesteine keineswegs etwas Außergewöhnliches. Und doch sehen wir, wie wenig geradlinig unter Umständen der Weg verlaufen kann und wie wenig Sicheres wir über diesen Weg und über die Natur des Ausgangsmagmas eigentlich auszu-



sagen vermögen in Fällen, wo nicht wie hier gewisse Spuren jenes Weges erhalten geblieben sind.

Das BOWENSche Prinzip stellt zweifellos einen großzügigen Versuch zur Lösung des Gesamtproblems dar, der die gesamte Mannigfaltigkeit magmatischer Gesteinstypen umschließt. Es hat außerdem die Stärke der experimentellen Ergebnisse auf seiner Seite. Ich bin gewiß der letzte, der seine Geltung auch in der Natur bestreitet. Andererseits fehlt es jedoch nicht an Erscheinungen, die sich ihm nicht ohne weiteres fügen. Beobachtungen an tätigen Vulkanen und das Studium rezenter Magmatite (Hawaii, Ascension, St. Helena, Samoa) haben R. A. DALY (1909 und 1944) zu der Überzeugung geführt, daß neben jenem Prinzip beispielsweise der „Zweiphasen-Konvektion“, d. h. der Bewegung innerhalb der Flüssigkeits-Gasphasen, eine bedeutsame Rolle bei der Differenzierung der magmatischen Produkte zukommt. Von anderen Seiten wurde der dominierende Einfluß ausschließlich der Gasphase zugeschrieben (A. HOLMES 1937). P. NIGGLI (1938) hat auf Grund einer reichen Erfahrung und einer scharfen Urteilsbildung die rein mechanische zur komplexen Kristallisationsdifferentiation zu erweitern sich veranlaßt gesehen. Gleich ihm halte ich nach wie vor die gravitative Sonderung für einen bedeutsamen Faktor auch in der Natur, aber eben doch nur für eines neben anderen Mitteln, die der Natur zur Verfügung stehen. Eine derartige „Ausnahme“, die den bisherigen Rahmen der komplexen Kristallisationsdifferentiation überschreitet, bilden auch die allopegmagenen Gesteine vom Charakter der Weilburgite (LEHMANN 1950). Und wiederum von etwas anderem Charakter ist das hier untersuchte Beispiel.

Nun lassen sich theoretisch fast alle intermediären und sauren Gesteinstypen aus einem basaltischen Magma auch wohl ableiten, zumal dann, wenn man eine Variabilität dieses basaltischen Magmas annimmt. Ein solcher Erfolg auf deduktivem Weg wird außerdem durch die Variabilität der gesteinsbildenden Mineralien begünstigt. Indessen das oft hervorgehobene Übergewicht der basaltischen und granitisch-granodioritischen über die intermediären Produkte ist doch etwas so auffälliges, daß schon aus diesem Grunde Zweifel an der alleinigen Geltung der gravitativen Kristallisationsdifferentiation erstanden sind. Liegt nicht schließlich auch die gegenwärtig so umstrittene Entstehung migmatitischer Gesteine letzten Endes zu einem wesentlichen Teil auf der gleichen Linie? Das Problem der Granitbildung, durch SEDERHOLM (1926), ESKOLA (1932) und C. E. WEGMANN (1935) erneut Gegenstand lebhafter Diskussion geworden und seitdem je nach dem Ausgangspunkt der Beobachtungen bald im einen, bald im anderen Sinne „entschieden“, verflucht sich notwendig aufs engste mit den Problemen der Differentiation und des Magmas. Zu der dabei auftauchenden Frage nach der Herkunft und dem Einfluß von Restschmelzen und Restlösungen sei nur kurz folgendes bemerkt. Es ist nicht recht einzusehen, warum diese nicht auch bei der Granitbildung eine entscheidende Rolle gespielt haben sollten, oder warum metamorphosierende Wirkungen beim Diabas oder Basalt etwas prinzipiell anderes sein sollten als bei sauren Schmelzen. Es liegt meines Erachtens auch ein gewisser Widerspruch darin, wenn die Bedeutung der leichtlöslichen und leichtflüchtigen magmatischen Komponenten bei der Gegenüberstellung von Magma und Magmastein besonders betont, dagegen neuerdings vielfach von denselben Autoren bei der Metamorphose in Abrede gestellt wird.

Das Lahngebiet ist, das kann wohl nicht bestritten werden, kein Gebiet *starker* regionaler Metamorphose. Metamorphite sind ihm fremd. Trotz der variskischen Faltungsvorgänge zeigen Keratophyre, Weilburgite und Diabase keine nennenswerten und vor allem keine weitgreifenden Spuren mechanischer Beanspruchung. Ihre etwaigen Eigentümlichkeiten müssen also in ihrer magmatischen Natur, allenfalls in den Wechselwirkungen zwischen Magma oder Magmaanteilen und Nebengesteinen begründet sein. Sie als anchimetamorph zu bezeichnen, ist irreführend, wenn unter anchimetamorphen Wirkungen solche der Oberflächenagenzien verstanden werden sollen. Andererseits unterscheiden sich die devonisch-karbonischen Eruptivgesteine von den tertiären Trachyten, Andesiten und Basalten etwa des benachbarten Westerwaldes nicht unwesentlich. Die Abweichungen sind relativ gering zwischen Keratophyren und Trachyten, den initialen Magmatiten beider Gebiete, sie sind jedoch recht erheblich zwischen Diabasen und Basalten. Die Weilburgite vollends sind, soweit bisher bekannt, ohne tertiäre Äquivalente. Wir können daraus nur schließen, daß gewisse Unterschiede bereits die schmelzflüssigen Zustände kennzeichneten oder daß die Vorgänge der Gesteinsbildung in beiden Fällen anders verliefen. Ohne hier auf Einzelheiten einzugehen, sei folgende Überlegung angestellt. Der Umfang magmatischer Anteile am Stoffbestand der Erdkruste ist vom geologischen Alter, für Teilgebiete zudem von der Intensität und vom Charakter der tektonischen Vorgänge abhängig. Würden diese Anteile in ihrer Gesamtheit auf oder nahe der Oberfläche sich projizieren, dann träte der zeitlich fortschreitende Rückgang magmatischer Produkte offenkundig in Erscheinung. De facto verteilt sich die magmatische Produktion auf den suprakrustalen und den intrakrustalen Raum. Je weiter wir in der Erdgeschichte zurückgehen, um so dichter werden also innerhalb der magmatischen Provinz auch die intrakrustalen Magmakörper zusammenrücken. Es besteht kein Grund zur Annahme, daß die plutonischen Massen nur durch *einen* Zufuhrkanal gespeist wurden, viel wahrscheinlicher dürfte ihr Anwachsen die Folge eines Zusammenfließens kleinerer Intrusionskörper sein. Warum sollte diesbezüglich ein so wesentlicher Unterschied bestehen gegenüber der Gliederung in zahlreiche Vulkanzentren, wie wir sie an der Oberfläche beobachten? Damit steigert sich erstens die Möglichkeit, daß *zumal bei relativ rascher zeitlicher Folge die zuvor in größerer Tiefe entstandenen Differentiationsprodukte in mannigfaltiger Weise aufeinander einwirkten*, und zweitens ist zu erwarten, daß *etwaige Magmaänderungen im Paläozoikum häufiger als im Neozoikum von intrakrustalen Magmatiten ausgehen*. Selbst wenn der Aufstiegsweg eines Magmas die bereits zum Stillstand gekommenen Intrusionsmassen nicht unmittelbar berührt, so kann dieses Magma immer noch der Einwirkung der leichtflüchtigen Stoffe ausgesetzt sein, die von jenen im Verlauf der Kristallisation abgegeben werden. Innerhalb ein und derselben magmatischen Periode steht demnach drittens zu erwarten, daß *es im allgemeinen die späteren Magmatite sind, die zu anomalen Zusammensetzungen neigen*.

Wäre es nicht am Ende denkbar, daß das Übergewicht der Granite im Grundgebirge zu einem guten Teil daraus resultiert, daß also ältere nichtgranitische, dioritische oder gar gabbroide Gesteine, ihrerseits das Ergebnis einer früheren Differentiation in tieferem Niveau, leichter und häufiger granitisiert wurden als Sedimentgesteine? Diese Annäherung an die ursprüngliche SEDERHOLMSche

Auffassung würde echte Migmatitbildung (Hybridgranite) in den Zwischenbereichen nicht ausschließen, aber die Erklärung des oft raschen und unvermittelten Wechsels beider Granittypen erleichtern.

Wenden wir uns nun nochmals den Erscheinungen in unserem Diabas zu, die man gewöhnlich als spätmagmatische bezeichnet. Den früheren Bemerkungen über die schon im Frühstadium eingetretenen Wirkungen dieser Art auf den rhombischen Pyroxen und wahrscheinlich auf die Feldspatvertreter kann ich nichts hinzufügen. Die dem Spätstadium angehörigen Wirkungen waren, im Gegensatz zu jenen, mit einem Transport schwerflüchtiger Stoffe verbunden und es besteht kein Grund, sie zumindest im Wirkungsbereich nicht als Lösungsphase, im Ursprungsbereich mehr als Dampfphase, jedenfalls also als Ergebnis unterkritischer Zustandsbedingungen anzusehen. Im Hinblick auf die allgemein herrschende Ansicht, daß der Chlorit in unseren Diabasen einfach ein Zersetzungsprodukt des Augits darstelle, sei ausdrücklich darauf hingewiesen, daß dies im vorliegenden Fall offensichtlich nicht zutrifft, da der reichlich vorhandene Augit gar nicht oder nur ganz belanglos angegriffen wurde. Dasselbe beobachten wir in den Diabasen unseres Gebiets fast generell. Da ihnen allen neben dem Augit eine beträchtliche Chloritführung eigen ist, besteht die obige Ansicht nicht zu Recht, zumindest nicht in dem ihr beigelegten Sinne. Möglich wäre nur, daß gravitativ abgewanderte Augitkristalle in der Tiefe gelöst wurden und so zum Stoffbestand einer Hydrothermalphase beitrugen. In solchem Fall ist aber der Chlorit nicht als Sekundärprodukt des Augits zu bezeichnen. Andernfalls müßte man konsequenterweise in vielen Basalten den Augit ein Sekundärprodukt von Olivin nennen.

Anders müssen die Dinge bei den *leukosyenitischen Schlieren* liegen, da in ihnen idiomorphe Augite von kurz gedrungenem Habitus auftreten. Der Alkaligehalt dieser Schlieren ist sicher recht hoch, seine Herleitung aus dem Diabas höchst unwahrscheinlich. Sie setzen also gleichfalls eine Alkalizufuhr von außen voraus, außerdem einen relativ hohen Temperaturbereich, der etwa im Inneren der Diabasmasse denkbar wäre. Als Ergebnis einer Differentiation in situ kann man sie sich jedoch schwerlich vorstellen. Meines Erachtens sind auch sie eine Folge jener Substanzaufnahme aus dem benachbarten Weilburgit in größerer Tiefe, also nur ein anderes Entwicklungsstadium jener Assimilation, der wir die Bildung der Feldspatvertreter zugeschrieben haben. Im einen Fall bestand die Möglichkeit einer  $\text{SiO}_2$ -Übernahme aus dem Diabasmagma und daher einer Feldspatbildung, im anderen dagegen nicht. Hier interessiert jedoch weniger die Entstehung im einzelnen als der Hinweis auf die verschiedenen Ausdrucksformen desselben Vorgangs. Nehmen wir hierzu noch die oben erwähnten Kontakterscheinungen im Weilburgit, so haben wir ein eindrucksvolles Beispiel einer progressiven Metamorphose. Weiter deutet sich in ihm an, wie weit das Endprodukt unter Umständen sich vom Ausgangszustand entfernen kann, wenn ein magmatisches System von außen beeinflußt wird. Im vorliegenden Fall spielen die abgeleiteten Produkte im Vergleich zur Gesamtmasse des Diabaskomplexes eine untergeordnete Rolle, ihre symptomatische Bedeutung wird jedoch dadurch nicht beeinträchtigt. Der Umfang ihrer praktischen Auswirkung wird im wesentlichen von der Persistenz der zeitweiligen Ungleichgewichte und von der Wirksamkeit anderer als der rein chemischen Faktoren abhängen (unter anderem Zustand des

Magmas im Zeitpunkt der Bedingungsänderung, Bewegungsstadium des Magmas, Reaktionsfähigkeit).

Auf eine Beantwortung der Frage nach dem quantitativen, im Gesamtgestein tatsächlich eingetretenen Betrag der Veränderung müssen wir vorläufig verzichten. Unsere Kenntnis der Diabase im Gesamtgebiet beschränkt sich auf drei oder vier Vorkommen, die meisten von ihnen kommen schon aus Gründen der räumlichen Entfernung als Unterlage nicht in Betracht. Es ist zudem sehr fraglich, ob eine vergleichende Untersuchung uns viel weiter brächte, wenn sie von vornherein auf die erforderliche Breite der Grundlage verzichten muß. Das müßte sie aber ohne Einschluß des Dillgebietes, wo allerdings ein großer Teil der Diabase spilitisiert ist. Um aber ein Bild vom diabasischen Ausgangsmagma zu gewinnen, müssen wir das Dillgebiet, ja sogar das Sauerland heranziehen, im Lahngebiet sind nach meiner Erfahrung alle Diabase mehr oder weniger verändert, um so mehr, je weiter wir nach Westen gehen. Immerhin mögen nachstehende Beispiele von der Grube Königszug zur vorläufigen Orientierung über jenen Chemismus (Niggliwerte, Molekularbasis, Molekularnorm) angeführt sein.

Tabelle 4.

	Niggliwerte											
	al	fm	c	alk	si	tl	p	h	co <sub>2</sub>	k	mg	qz
1	20,93	44,18	25,97	8,92	116,35	3,9	0,3	22,9	4,2	0,10	0,46	—19,3
2	21,15	43,89	24,91	10,05	114,21	4,0	0,2	25,8	6,8	0,17	0,47	—26,0

	Molekularbasis													
	Kp	Ne	Cal	Cs	Fo	Fa	Fs	Ru	Q	L	M	Q	$\pi$	$\gamma$
1	2,2	19,5	14,8	5,3	12,4	8,4	6,3	1,7	29,4	36,5	34,1	29,4	0,41	0,16
2	4,4	20,6	13,6	4,0	12,8	9,7	4,7	1,7	28,5	38,6	31,2	28,5	0,35	0,14

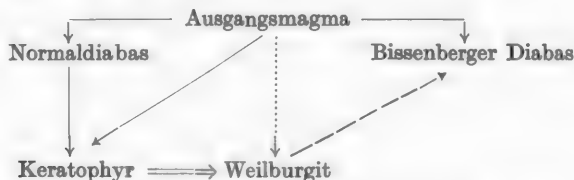
	Molekularnorm												
	Or	Ab	An	Wo	En	Hy	Fo	Fa	Mt	Ru	Q	Cp	Co
1	3,7	32,5	24,7	7,1	16,5	7,1	—	—	6,3	1,7	0,4	0,9	3,1
2	7,3	34,3	22,7	5,3	15,2	—	1,4	7,4	4,7	1,7	—	0,3	5,6

1. Grube Königszug, 200 m-Sohle, Ostfeld, Querschlag III. Anal. J. Holzner. — 2. Grube Königszug, 250 m-Sohle, Ostfeld, Grundstrecke nahe Bergerolle I. Anal. J. Holzner.

Der Abstand des Bissenberger Gesamtgesteins vom etwaigen Ausgangsmagma hält sich also wahrscheinlich in bescheidenen Grenzen. Es sind in erster Linie seine mineralogischen Besonderheiten und die syenitischen Schlieren, die ihm seine Bedeutung geben. Diese enthüllen uns die eigenartige Entwicklungsgeschichte, eigenartig auch dadurch, daß der Weilburgit, dem der Anstoß zu dem anormalen Entwicklungsverlauf des Bissenberger Gesteins zugeschrieben wurde, ja selbst wieder indirekt aus dem Diabasmagma hervorgegangen ist. Die Gehalte an SiO<sub>2</sub> und an femischen Komponenten sind ungefähr die gleichen im Weilburgit wie im Normaldiabas, das CaO-Verhältnis ist vom zufälligen CaCO<sub>3</sub>-Gehalt des Weilburgits abhängig, also weitgehend unbestimmt, dagegen liegen Alkalien und Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> im Weilburgit eindeutig über den Werten im Normaldiabas. Ihre durch

Weilburgitaufnahme eintretende Steigerung dürfte praktisch die einzige wesentliche Veränderung darstellen. Bei genügend hoher Temperatur und der bestehenden Untersättigung sehe ich keinen Grund gegen die Möglichkeit einer dadurch veranlaßten Ausscheidung von Feldspatvertretern.

Die Beziehungen der vier beteiligten Gesteinstypen lassen sich etwa durch folgendes Schema veranschaulichen, in dem die ausgezogene Linie die Bewegung kristalliner Phasen, die punktierte die einer Gasphase und die strichlierte den Assimilationsprozeß andeutet.



Der Bissenberger Diabas wäre demnach allomagmagener Entstehung (LEHMANN 1950). Damit soll nicht gesagt sein, daß solches auch für die übrigen Alkalidiabase des Lahngebietes zutrifft.

Bei der Auswertung von Differentiationsdiagrammen sind wir zuweilen gezwungen, selbst bei relativ engem Bereich mehr als einen Differentiationsablauf anzunehmen. Wir sehen uns dann vor die nicht immer einfache Aufgabe gestellt, den Weg für eine einleuchtende Begründung zu suchen, zumal dann nicht einfach, wenn das Material oder dessen Beschreibung keine Fingerzeige geben. Wir stützen uns dann auf chemische Überlegungen, auf experimentelle Ergebnisse und auf geologische Beziehungen. Aber auch wenn wir so eine plausible Lösung finden, die Frage ihrer Wirklichkeit in der Natur ist damit noch lange nicht endgültig entschieden, lediglich die unserer ratio haben wir befriedigt. Durch die Statistik, mit Hilfe deren wir eine Analysenreihe von Gesteinen einer petrographischen Provinz auswerten, erstreben wir, der natürlichen Beziehung verschieden gearteter Gesteine zueinander gerecht zu werden. Das heißt wir suchen nach dem Gesetzmäßigen und schalten nach Möglichkeit das Exzeptionelle aus. Bei der vorliegenden Fragestellung dagegen tritt das Exzeptionelle in den Vordergrund und der Streubereich bekommt erhöhte Bedeutung. Wir dürfen indessen nicht vergessen, daß die Differentiationsdiagramme im wesentlichen die Geltung der gravitativen Kristallisationsdifferentiation voraussetzen. Verwenden wir Gesteine wie das vorliegende als konstruktive Größen, so können die Diagramme vielleicht noch als Unterlage für vergleichende Studien einen Wert haben, dagegen ist ihre Verwendung für das magmatologische Problem nicht mehr ohne wesentliche Bedenken, da zwischen Gestein und zugehörigem Magma keine unmittelbare Beziehung mehr besteht. Es erfordert daher jeweils gewissenhafte Prüfung, ob die Konstruktion eines Differentiationsdiagramms ihre Aufgabe grundsätzlich zu erfüllen vermag. Ein solches für das Lahngebiet etwa an Hand der Keratophyre, Weilburgite und Diabase zu entwerfen, kann im Grunde nur den Sinn haben, die Unmöglichkeit einer normalen Entwicklung darzutun oder örtlich, beschränkte Differenzierungsvorgänge zu veranschaulichen.

Die Erfahrung scheint zu bestätigen, daß zunehmende räumliche Auflockerung der Eruptionszentren, vor allem in Alkaligesteinsgebieten, sich mit einer stärkeren



Variabilität verbindet. Im Lahngebiet ist diese Auflockerung weitgehend verwirklicht. Das trifft nicht nur für die Weilburgite zu, deren Auflösung in zahllose kleine Gesteinskörper von Linsen- oder Fischform wiederholt hervorgehoben worden ist, sondern auch für die Diabase. Wir brauchen nur einen Blick auf die geologischen Kartenblätter zu werfen, um diesen Unterschied etwa gegenüber dem Basaltverhalten im Vogelsberg oder Westerwald, aber auch gegenüber dem Dillgebiet festzustellen. Oder aber man beachte etwa, wie rasch die Westerwälder Basaltmasse in der Nordwestecke des Blattes Merenberg ausklingt im Gegensatz zum Diabasverhalten in der Nordostecke des Blattes. Erst im Dillgebiet bekommt die Diabasverbreitung jene Geschlossenheit der Basalte. Der etwaige Einwand stärkerer Erosion der älteren Gesteine ist nicht stichhaltig. Ganz abgesehen davon, daß vielfach das Diabasmagma die Oberfläche nicht erreicht hat, fragen wir vergeblich nach dem Verbleib der etwaigen Abtragungsprodukte. Mit anderen Worten, *nach der Keratophyrphase gewinnt die magmatische Tätigkeit im Lahngebiet einen spezifischen, unseren hauptsächlich aus dem rezenten Vulkanismus abgeleiteten Vorstellungen nicht ohne weiteres entsprechenden Charakter.* Wahrscheinlich hängt das mit der Art der tektonischen Bewegungsvorgänge in der Zeit vor dem Eintreten der variskischen Hauptfaltungsphase zusammen. Sie mögen im randlichen Bereich besondere Merkmale getragen und auch für die Magmenentwicklung ungewöhnliche Bedingungen geschaffen haben. Kommen zu diesen und anderen geologischen Voraussetzungen (etwa Aufstiegsfolge, Aufstiegeschwindigkeit) außerdem gravitative Stoffverschiebungen hinzu und erstrecken sich letztere auch auf Mineralphasen, die, hervorgerufen durch Einflüsse von außen, nur zeitweilig oder örtlich stabil gewesen sind, dann bedeutet dies begreiflicherweise eine Steigerung der Möglichkeiten für Divergenzen zwischen dem ursprünglichen Magma und dem sich uns anbietenden magmatischen Gestein.

Unsere Reflexionen zur Genesis magmatischer Gesteine, waren, wie mir erscheinen will, bislang zu einseitig auf der Vorstellung einer „Entstehung aus einem Guß“ aufgebaut. Für die meisten Gebiete mag diese Voraussetzung erfüllt sein, aber es gibt andere, in denen diese Regel nicht befolgt ist, und diese „Ausnahmen“ scheinen zumal unter den alten Magmatiten häufiger vorzukommen. Zur Herleitung gewisser Gesetzmäßigkeiten wurden jedoch vorwiegend die jungen und rezenten Beispiele herangezogen. Darin mag zum Teil der Grund dafür liegen, daß neuerdings gelegentlich sogar die Existenz eines Magmas überhaupt in Frage gestellt, als etwas Nebelhaftes bezeichnet oder auf basaltische Zusammensetzungen eingeschränkt wird. Sind solche weitgehenden, speziell an die Diskussion des Granitproblems angeknüpften Schlußfolgerungen nicht vielleicht durch die Verhältnisse in den präkambrischen Urgebirgsgranitkomplexen allzu stark beeinflußt? Ganz davon abgesehen, daß jenes Verfallen ins andere Extrem zu noch zahlreicheren und physikalisch-chemisch weit weniger fundierten Hypothesen seine Zuflucht nehmen muß als die Kristallisationsdifferentiation, rechtfertigen die neueren Untersuchungen etwa der Schwarzwälder Granite (ERDMANNSDÖRFFER, HOENES, MEHNERT u. a.) kaum den Ausschluß magmatischer Vorgänge. Auch *Großdifferentiationen sind nach geologischen Zeitmaßen zu beurteilen* und nur im Prinzip vergleichbar den Beobachtungen der Differentiation in situ einer örtlichen Gesteinsmasse oder selbst einer begrenzten petrographischen Provinz. Es ist noch die Frage, ob nicht jene ursprüngliche Differentiation wie

sie in der Verbreitung der alten Granite (einschließlich der Migmatitgranite) sich anzeigt, etwas Einmaliges war, jede spätere dagegen teils mehr, teils weniger modifiziert wurde in Abhängigkeit vom krustalen Raum, der die für eine „gesetzmäßige“ Entwicklung erforderliche Konstanz der Bedingungen vorerst nicht darbot, ob also nicht *mit zunehmender Entfernung vom Urzustand die Vorgänge mehr und mehr erst dem einfachen Ablauf sich anpassen, aus dem wir die Geltung einer Gesetzmäßigkeit hergeleitet haben*. Meine bisherigen Feststellungen innerhalb devonisch-karbonischer Magmatite scheinen solche Gedanken zu bestätigen. Diese bisher einer allgemeinen Norm der magmatischen Entwicklung unterstellten Gesteine verhalten sich doch in vieler Hinsicht davon abweichend und sind dadurch meines Erachtens berufen, unsere Kenntnis von den Eigenschaften und Wirkungen der Magmen zu erweitern.

### Literatur.

- BECKE, F.: Die Eruptivgesteine des böhmischen Mittelgebirges und der amerikanischen Andes. T. M. P. M. Bd. 22 (1903) S. 209. — BOWEN, N. L.: Magmas. Bull. geol. Soc. America Bd. 58 (1947) S. 263. — DALY, R. A.: The nature of volcanic action. Proc. Amer. Acad. Arts Sci. Bd. 47 (1911) S. 47. — Volcanism and petrogenesis as illustrated in the Hawaiian Islands. Bull. geol. Soc. America Bd. 55 (1944) S. 1363. — Granite and metasomatism. Amer. J. Sci. Bd. 247 (1949) S. 753. — ESKOLA, P.: On the origin of granitic magmas. Z. Kristallogr., Mineral. Petrogr., Abt. B Bd. 42 (1932) S. 455. — HOLMES, A., and H. F. HARWOOD: The volcanic area of Bufumbira. Geol. Surv. Uganda Mem. Nr. III (1937) S. 1. — The term „Magma-Type“. Geol. Mag. Bd. 86 (1949) S. 71. — KENNEDY, W. Q.: The parent magma of the British tertiary Province. Summary of Progress for 1930. Mem. geol. Surv. (1931) S. 62. — Trends of differentiation in basaltic magmas. Amer. J. Sci. (V) Bd. 25 (1933) S. 239. — KENNEDY, W. Q., and E. M. ANDERSON: Crustal layers and the origin of magmas. Bull. volcanol., Ser. II, Bd. 3 (1938) S. 24. — LEHMANN, E.: Das Vulkangebiet am Nordende des Nyassa als vulkanische Provinz. Z. Vulkanologie Erg.-Bd. 4 (1924) S. 1. — Kristallisation und Differentiation in basaltischen Magmen. Z. Kristallogr., Mineral. Petrogr. Bd. 41 (1931) S. 8. — Das Keratophyr-Weilburgit-Problem. Heidelbg. Beitr. Mineral. u. Petrogr. Bd. 2 (1950) S. 1. — MEHNERT, K. R.: Begriffserläuterungen zur angewandten Nomenklatur im kristallinen Grundgebirge. Führer z. petr.-geol. Exkursionen im Schwarzwald und Kaiserstuhl, S. 5. Stuttgart 1949. — NIGGLI, P.: Die Magmentypen. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. Bd. 16 (1936) S. 335. — Die komplexe gravitative Kristallisationsdifferentiation. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. Bd. 18 (1938) S. 610. — Das Problem der Granitbildung. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. Bd. 22 (1942) S. 1. — SEDERHOLM, J. J.: On migmatites and associated precambrian rocks of southwestern Finland. II. Bull. Commiss. géol. Finlande Nr. 77 (1926). — WEGMANN, C. E.: Zur Deutung der Migmatite. Geol. Rdsch. Bd. 26 (1935) S. 305. — WINCHELL, M. H., u. A. N.: Elements of optical Mineralogy, Bd. II. New York 1927.

Prof. Dr. EMIL LEHMANN, Gießen, Südanlage 14.



## Die Tonsteine aus den Steinkohlenflözen von Dobrilugk und ihre Entstehung.

Von

ARNO SCHÜLLER, Berlin.

Mit 13 Textabbildungen.

(Eingegangen am 20. Oktober 1950.)

### Inhaltsübersicht.

	Seite
1. Stoff und Probleme. . . . .	413
2. Die Tonsteine von Dobrilugk . . . . .	415
a) Die schwarzen Kristalltonsteine (mit Leverrierit) . . . . .	415
b) Die gemengten Kristalltonsteine (mit Kaolinit usw.) . . . . .	417
3. Die Natur der sog. „Gläser“ und „Aschen“ . . . . .	424
4. Die Entstehung der Tonsteine . . . . .	425

### Zusammenfassung.

Es werden Tonsteine beschrieben, die als „biochemische“ Sedimente im Steinkohlenmoor gebildet wurden. Die bisherige Deutung, solche Tonsteine seien ehemalige vulkanische Aschentuffe, wird als zur Zeit petrographisch unbegründet abgelehnt.

### 1. Stoff und Probleme.

In den Steinkohlengebieten nahezu aller Länder und aller in Frage kommenden geologischen Formationen finden sich Tonsteine als sehr eigenartige, charakteristische Zwischenmittel in den Flözen. Gewöhnlich sind es nur wenige Zentimeter mächtige, dünne Lagen, die sich über große Flächen gleichmäßig ausdehnen. Sie lassen sich daher unter Umständen als ausgezeichnete Leithorizonte zur Parallelisierung der Flöze benutzen. Ihre Farbe ist meist weiß oder hellgrau, gelegentlich aber auch völlig schwarz wie die Kohle selbst. Vielfach finden sie sich im Liegenden der Steinkohlenflöze oder auch als Einlagerung, so daß solche Kohlen als aschenreiche Kohle oder unter Umständen als Brandschiefer bezeichnet werden können. Gegen die Kohle ist der Übergang meist kontinuierlich, zum Unterschied von anderen tonigen oder sandigen Zwischenmitteln. In den flözleeren Schichten treten diese charakteristischen Sedimente nicht auf.

Gewöhnlich bestehen diese Tonsteine aus reinstem Kaolinit ohne fremde Beimengungen und sind ein wertvoller Rohstoff der keramischen Industrie für „feuerfeste Steine“. Ihr  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Gehalt liegt zwischen 30 und 40 Gew.-%. Da sie als „dichte“, dünne Schicht (1—30 cm) über große Flächen verbreitet sind, wurden sie von den meisten Autoren als ehemalige Aschentuffe auf vulkanische Entstehung zurückgeführt, ohne daß stichhaltige petrographische Beweise vorgelegt werden konnten. Auch führte die Deutung als vulkanische Tuffe zu geologischen Widersprüchen, indem z. B. im Oberkarbon ein ausgedehnter Vulkanismus angenommen werden mußte, für den sonst kaum Zeugen beizubringen sind. Trotzdem wurden an die Deutung als vulkanische Tuffe weit-

reichende geologische Schlüsse (BEDERKE, 1943) über Vulkanismus und Geotektonik geknüpft, ohne daß man sich bewußt geworden wäre, daß man sich statt auf einen Befund nur auf eine Deutung stützt. In neuerer Zeit ist von HOEHNE (1948) und GUTHÖRL (1949) auf Grund chemischer und petrographischer Untersuchung die vulkanische Natur solcher Tonsteine zum ersten Male bestritten worden.

In den Tonsteinen treten als Minerale sehr charakteristische, wurmförmig gekrümmte, säulige Kristalle auf, die ursprünglich für Organismen gehalten, später als eigenes Mineral, Leverrierit, bestimmt wurden. Seit TERMIER (1890) das Mineral Leverrierit als eigene Mineralart aufgestellt hat, geht die Diskussion über die Existenz des Leverrierit bis in die neueste Zeit. Der Leverrierit wird sowohl für Kaolinit, für ein muskovitähnliches eigenes Mineral oder auch für eine Verwachsung von Muskovit und Kaolinit angesehen.

Neue Funde von Tonsteinen in den Bohrungen auf unterkarbonische Steinkohlen bei Dobrilugk haben Material geliefert, das sowohl für die Mineralogie wie auch für die Genese der Tonsteine wichtige Entscheidungen treffen läßt. Aus praktischen Gründen (Horizontbestimmung, Parallelisierung der Flöze, Vorratsberechnung) muß die Frage geklärt werden, wie weit man die Tonsteine zur Parallelisierung von Flözen verwenden darf.

Bei genauer Prüfung der Literatur und der Proben aus verschiedenen Gebieten muß man zunächst feststellen, daß offenbar als Tonsteine petrographisch und genetisch recht verschiedenartige Bildungen bezeichnet werden.

1. Die Tonsteine, um die zur Zeit die Diskussion über ihre Entstehung geführt wird [Oberschlesien, Sierscha, PETRASCHECK (1942), HARTUNG (1942) u. a.; Ruhrgebiet, STACH (1950); Zwickau, STUTZER (1934); Waldenburg, HOEHNE (1948)] bestehen größtenteils aus grauen oder weißen „Graupen“ von Kaolinit. Da die „Graupen“ meist optisch isotrop sind, wurden sie vielfach irrtümlerweise als „Glas“ angesehen. Es sind Kügelchen oder Klumpen von wenigen zehntel Millimetern bis zu 5 cm Durchmesser aus Kaolinit, deren chemische Zusammensetzung durch zahlreiche Analysen belegt ist. Diese Tonsteine werden hier als „Graupentonsteine“ bezeichnet. Dazu finden sich wurmförmige Kaolinit- bzw. Leverrieritkristalle, gelegentlich auch etwas Quarz und anderes in ihnen.

2. Die Tonsteine aus dem Döhlener Becken bestehen dagegen aus Kaolinitmineralen, teilweise aus reichlich Mineraldetritus, Quarz, Feldspat, verschiedenartigen Glimmern (STUTZER, 1931). Sie vertauben und gehen aus den Steinkohlenflözen in die flözfreie Randfazies des Beckens über. Von einigen bemerkenswerten Besonderheiten soll a. a. O. berichtet werden. BEDERKE (1943) hat aus Oberschlesien ähnliche Tongesteine als „Kristalltuffe“ beschrieben und abgebildet. Sie scheinen auch im Saargebiet von besonderer Bedeutung zu sein. Diese Tonsteine gleichen im Dünnschliffbild weitgehend gewissen plastischen Tonen des Tertiär; es sind demnach verfestigte fossile Tone. Der Verfasser hatte in letzter Zeit Gelegenheit, zahlreiche derartige plastische oder halbverfestigte Tone besonders aus Mittel- und Norddeutschland mikroskopisch zu studieren. Die geologischen Verhältnisse, Struktur und Textur lassen eindeutig erkennen, daß es mechanisch zusammengeschwemmte Sedimente sind. Es ist gar nicht ausgeschlossen, daß sie in vulkanischen Gebieten, wie z. B. im Döhlener Becken, auch vulkanischen Detritus enthalten. Ein Nachweis ist jedoch bisher

nicht erbracht. Sie können als „Kaolinsteine“, „Kaolin-Tonsteine“ bzw. als „Detritus-Tonsteine“ bezeichnet werden.

Hierunter fallen auch wohl die meisten als „Tonsteine“ von Bergleuten und Geologen bezeichneten Gesteine aus jüngeren Formationen, insbesondere aus der Kreide und dem Tertiär. Es sind helle oder dunkle, graue, grüne, harte Tongesteine, die weder Schichtung noch Spaltbarkeit oder Schieferung erkennen lassen, sondern statt dessen muschligen oder würfligen unregelmäßigen Bruch aufweisen (SCHÜLLER, 1951).

3. Einen neuen extremen Typus finden wir unter den Tonsteinen von Dobrilugk. Sie bestehen aus reinen Anhäufungen von Kristallen, die entweder aus Kaolinitwürmern, Kaolinitäfelchen, oder Leverrieritwürmern und Leverrieritäfelchen, aus Verwachsungen beider Minerale sowie aus Verwitterungsprodukten von Glimmer zusammengesetzt sind. Kaolinitgrauen treten nur stellenweise auf. Über den Nachweis des Leverrierit von Dobrilugk als selbständiges Mineral ist an anderer Stelle berichtet worden (SCHÜLLER und GRASSMANN, 1950). Leverrierit existiert neben Kaolinit. Reine Leverrieritonsteine sind sehr selten. Wahrscheinlich sind gewisse Leverrieritwürmer als Pseudomorphosen nach ehemaligem Kaolinit aufzufassen. Diese Tonsteine seien „Kristalltonsteine“ genannt. Ähnliche „Kristalltonsteine“ wurden von STUTZER (1932) auch aus der Moskauer Braunkohle beschrieben, die übrigens in ähnlicher paläogeographischer Situation und wahrscheinlich zu gleicher Zeit wie die steinkohlenführenden Ablagerungen von Dobrilugk (im Visé) gebildet wurden. Im Ausgangsmaterial ähnlich sind ihnen Tonsteine des Waldenburger Reviers (HOEHNE, 1948, 1951).

Bei einem Versuch, die Genese der Tonsteine zu erkennen, bedürfen besonderer Beachtung: 1. die Entstehung der wurmförmig gekrümmten Kristalle als biochemisch-sedimentäre Neubildung oder als Umwandlungsprodukt aus Feldspat und Glimmer; 2. die Ausbildung des Gefüges bzw. des Kornverbandes der Tonsteine; 3. der Nachweis von Glas; 4. das Auftreten von Aschenstrukturen; 5. das Auftreten von „Porphyquarz“.

## 2. Die Tonsteine von Dobrilugk.

In Dobrilugk treten zwei petrographische Typen von Kristalltonsteinen auf:

a) *Die schwarzen Kristalltonsteine (mit Leverrierit)*, die sich kaum von der Kohle unterscheiden und kontinuierlich in diese übergehen.

Sie wurden in Bohrung 6 bei 240—241 m entdeckt und setzen sich aus schwarzen, säuligen oder „körnigen“ Kristallen sowie aus kleinen grauen Säulchen oder auch weißlichen Plättchen zusammen. Beide Minerale zeigen mikroskopisch und röntgenographisch die Eigenschaften des Leverrierit, der ausführlich gesondert beschrieben ist (SCHÜLLER und GRASSMANN, 1950).

U. d. M. bestehen sie fast gänzlich aus wurmförmig gegliederten und gekrümmten, mehrere Millimeter langen Kristallen von Leverrierit mit sechseitigem Querschnitt. Die Größe der Kristalle ist außerordentlich variabel. Sie schwankt von 100  $\mu$  bis > 2 mm Durchmesser auf der Basis und von 300  $\mu$  bis maximal 10 mm in der Länge. Die Farbe ist braun durchscheinend in allen Farbtönen bis dunkelbraun. Ihre regelmäßig gewundene Form haben sie meist eingebüßt, indem sie aneinandergepreßt und dadurch infolge ihrer Spaltbarkeit

oft sehr unregelmäßig gewunden, verknäuelte, zerrissen und verbogen wurden. Man hat den Eindruck, daß die Kristalle bei dieser Aneinanderlagerung weitgehend plastisch waren; die Gefügebildung muß demnach aus einem sehr frühen Stadium der Diagenese herkommen. Eine Umlagerung bzw. Umschwemmung des Sedimentes *nach* der Kristallbildung kann nicht erfolgt sein. Die zarten, regelmäßigen Kristalle müßten sonst viel mehr zerstört sein, wie man anderswo tatsächlich beobachten kann. Als Bindemittel treten beim Übergang in die Kohle dunkelbraun durchscheinende „Humuskolloide“ oder auch undurchsichtige, schwarze, kohlige Substanzen auf. Parallel der Schichtung liegen manchmal Scharen von Schrumpfungsrissen. Sie sind gewöhnlich mit Stengelquarz (Dehnungsquarz) oder auch mit weißer, hoch doppelbrechender Leverrieritsubstanz gefüllt (Abb. 3 in SCHÜLLER und GRASSMANN, 1950). In der kohligen Substanz oder zwischen den Kristallaggregaten finden sich unregelmäßige „Splitter“ aus feinkristallinen weißen Aggregaten, die — nach der optischen und röntgenographischen Bestimmung — ebenfalls aus Leverrierit bestehen. Eine Deutung dieser ungewöhnlichen Form scheint zunächst auf Schwierigkeiten zu stoßen. Wer einmal kolloidale, frisch gefällte Tonerde aus dem Trockenschrank gebracht hat, wird mit Erstaunen beobachtet haben, wie lebendig und energisch diese zerplatzt und wie weit die Splitter forthüpfen. Solche „Splitter“ zersprungener wasseraufnehmender oder trocknender Gele könnten hier vorliegen. Ihrer Form nach möchte man diese Bruchstücke zuerst als Splitter von „vulkanischen Gläsern“ deuten (STACH, 1950, Abb. 15a und b). Da aber gleichzeitig in dieser feinkristallinen Form Leverrierit in den Lücken zwischen der Kohle und in den Schrumpfungsrissen auftritt, braucht man sie nicht von außerhalb des Sedimentes herzuleiten.

Als Verunreinigung erscheint oft reichlich Quarz in scharfsplittrigen Formen oder gut ausgebildeten „hexagonalen“ idiomorphen Quarzbipyramiden. Aus vorsichtig gepulvertem Material wurden mehrere formvollendete Quarzbipyramiden ausgelesen. Sie können bis zu 1 mm groß werden wie ein Stecknadelkopf (Abb. 1). Die Quarzbipyramiden würden von den Anhängern der vulkanischen Herkunft der Tonsteine als vorzüglicher Beweis ihrer Entstehung im Magma eines Quarzporphyrs angesehen werden („Porphy Quarze“). Aber es treten auch prismatische trigonale Quarze auf, die keine Porphy Quarze sein können. Außerdem erkennt man u. d. M., daß die „Quarzsplinter“ sowohl Zuwachswie Lösungserscheinungen zeigen (Abb. 2). Unregelmäßige Splitter wurden zu „idiomorphen“ Formen ergänzt, andere zu unregelmäßigen, ästigen zernagt. Das Auftreten von Stengelquarz in den Dehnungsrissen der kohligen oder ehemals humosen Substanzen beweist zur Genüge, daß kieselensäurehaltige Lösungen während der Bildung der vorliegenden Gesteine zirkuliert haben. Die hinzugewachsenen Quarzzonen sind gelegentlich wie der Dehnungsquarz faserig unterteilt und erhalten in den Lücken braune Bitumensubstanzen aus der umgebenden Grundmasse. Die Auflösung des Quarzes scheint vielfach von Sprüngen auszugehen. Gegen eine Herkunft aus sauren porphyrischen Vulkaniten spricht, daß in Dobrilugk die Ergußgesteine Andesite bzw. Trachyandesite sind, die derartige Quarze überhaupt nicht führen. Man muß meines Erachtens aus alledem schließen, daß die Quarzbipyramiden, ebenso wie die trigonalen säuligen Quarze, *nicht* etwa ausgewitterte, vulkanisch gebildete Porphy Quarze sind.

Es ist vielmehr wahrscheinlich, daß die idiomorphen Quarze im Sediment neu gewachsen sind, und die Lösungskörper weisen darauf hin, daß kieselsäurehaltige Wässer verschiedener Konzentration nicht immer mit den gebildeten Mineralien im Gleichgewicht waren. Auf keinen Fall darf man „massenhaft angereicherte Scherbenquarze“ als Beweis für vulkanisches Tuffmaterial erklären (BEDERKE, 1943, Abb. 1). Solche Scherbenquarze kommen in jedem gewöhnlichen Ton vor. Als „Porphy-quarze“ kann man nur Schnitte nach dem Dihexaeder bezeichnen, die Korrosionsbuchten mit Resten von Feldspatgrundmasse oder glasiger Grundmasse besitzen. Auf Grund meiner Erfahrungen aus den Untersuchungen von rotliegenden Sedimenten und von devonischen und kulmischen

Tuffen kann ich versichern, daß solche einwandfreie Zeugen vulkanischer Herkunft in jedem Falle zu finden sind. Idiomorphe Quarzkriställchen ähnlicher Form und Größe kann man auch in Verwitterungslagerstätten und in den Böden z. B. bei der Bildung von Nickelhydroxyden nachweisen. Auch in den Braunkohlenaschen sind sie häufig, wie mir Herr Dr. OTTEMANN freundlicherweise mitteilte. Hier würde sie wahrscheinlich niemand als „Porphyquarze“ deuten, da der tertiäre Vulkanismus in den mitteldeutschen Braunkohlengebieten basaltisch war und eine Einschwemmung von so zahlreichen, formvollendeten Quarzindividuen in die Kohle unwahrscheinlich erscheint. Neuerdings haben russische Forscher (SMIRNOW usw., 1947) aus Blei-Zinklagerstätten derartige „hexagonale“ Quarzbipyramiden als Tieftemperaturquarze vom „Cumberland-Typus“ erkannt, da dort feine Eisenhydroxydüberzüge sichtbar machen, wie an den säulenartigen Quarzen allmählich nach außen beim Wachstum das Prisma verschwindet. An der Grenze gegen die Tonsteine enthalten in Dobrilugk die Kohlen auf Längs- und Querrissen auch Karbonate, besonders Siderit.

b) *Die gemengten Kristalltonsteine (mit Kaolinit usw.).* Der Typus der gemengten Kristalltonsteine von Dobrilugk unterscheidet sich äußerlich und auch mikroskopisch in seiner Struktur unter Umständen nur wenig von den eben beschriebenen. Er ist ein schwarzer „Kristalltonstein“ mit zahlreichen, weißen, seidig glänzenden, millimetergroßen Schuppen. Er ist wesentlich verbreiteter und wurde in den neuen Bohrungen Dobrilugk 14 bei 170 m und 263 m, Bohrung



Abb. 1. Quarz-Bipyramide aus einem Kristalltonstein von Dobrilugk, Bohrung 6, 241 m. Vergrößerung siehe Stecknadelkopf rechts daneben.

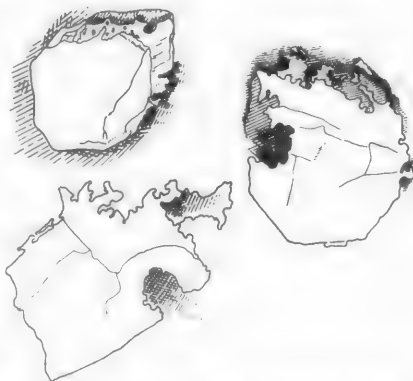


Abb. 2. Lösungs- und Wachstumsformen von Quarz aus Kristalltonstein von Dobrilugk, Bohrung 6, 241 m. Schliff 592/49.



S 1 (D 12) bei Arenzhain bei 296 m, D 18 bei 353,4—353,5 m u. a. und in Dobrilugk 2 bei 435,6 m angetroffen (vgl. MEMPEL, 1951). Die Kristalle bestehen jedoch meist aus reinem Kaolinit und selten aus Leverrierit; allerdings gleichen sie diesem in der Form völlig (Abb. 3 und 4). Die Werte der Lichtbrechung,



Abb. 3. Kristalltonstein. Kaolinitkristalle, zum Teil durch Bitumen verschieden braun gefärbt, mit Lamellen von Leverrierit in kohliger Grundmasse. Bohrung Dobrilugk 2, 435,6—437,17 m. Vergrößerung 75mal, Schliff 273/49.



Abb. 4. Reine Kaolinitkristalle im Längs- und Querschnitt, zum Teil schwach von Bitumen gefärbt. Im Liegenden kohlige Grundmasse. Bohrung Dobrilugk 12 (Arenzhain) 296—297 m. Vergrößerung 80mal, Schliff 477/49.

die niedrige Doppelbrechung mit grauen Polarisationsfarben und die Zweiachsigkeit unterscheiden den Kaolinit sofort vom Leverrierit. Die chemische Analyse eines solchen Tonsteines wird in Tabelle 1 mitgeteilt. Sie zeigt, daß er im wesentlichen aus Kaolinit besteht, hinzu treten Kaolinit mit Leverrieritlamellen, Siderit, Chlorit, Quarz. Die braunen Kaolinitwürmer besitzen keinen Pleochroismus. Sind sie aufgeplatzt, so enthalten sie farblose, bitumenfreie Lamellen (Abb. 3 und 11); hier erkennt man besonders deutlich die niedrige Doppelbrechung. Die Kriställchen liegen sowohl gehäuft, wie auch einzeln in einer bituminösen

oder kohligen Grundmasse (Abb. 5). Die Röntgendiagramme (Abb. 6) von den schwarzbraunen säuligen Kriställchen entsprechen Kaolinit. Die schneeweißen Füllungen auf Klüften, die bis zu 1 und 2 mm Stärke diese Tonsteine durchsetzen, ergeben ebenfalls ein Röntgendiagramm von Kaolinit (Abb. 6). Die Abweichungen im Röntgendiagramm, die verschiedene Kaoline trotz gleicher Aufnahmebedingungen in bezug auf Intensität und Linienreichtum zeigen, haben ihre Ursache in den Größenunterschieden und in unvollkommener Kristallbildung. Die Unterschiede sind in unserem Material geringfügig.

Neben den eigentlichen säuligen Kaolinitkristallen finden sich größere, dünne, hexagonale, silberglänzende, verbeulte Täfelchen, die wie aufgequollen aussehen (Abb. 7 und 8). Die optische Bestimmung und das Röntgendiagramm (Abb. 6) ergeben eindeutig Kaolinit. Vielfach sind diesen weißen Kaolinittäfelchen parallel der Spaltbarkeit Lamellen (Abb. 10), Linsen und Keile von Siderit eingelagert, der mikrochemisch mit Kaliumferrozyanid u. a., sowie im Röntgendiagramm eindeutig nachzuweisen ist. Im Längsschliff haben diese Täfelchen außerordentlich charakteristische „Pilzformen“ (Abb. 8) dadurch, daß sie am Ende umgebogen und aufgeblättert sind. Vielfach werden dabei auch Teile herausgequetscht und gegen andere Glimmer abgestoßen, verbogen und zerbrochen. Neben Siderit enthalten diese „Glimmer“ auch Lamellen von anomal blauem Chlorit (Abb. 8), wahrscheinlich Pennin. Es handelt sich bei diesen Täfelchen wohl um verwitterte Glimmer. Neben Chlorit finden sich farblose, bei + Nic. hellgelbe Lamellen, die entweder Leverrierit oder Muskovit sind; ihre exakte Bestimmung ist unmöglich. Aus dem Schmelzversuch muß man schließen, daß sie Alkali enthalten.

Ein einfaches Bild von der Art dieser „muskovitähnlichen“ Lamellen in einem Kaolinitssäulchen gibt Abb. 9. Solche Verwachsungen führten offenbar LAPPARENT (1934) dazu, den Leverrierit als einen Kaolinit mit Muskoviteinlagerungen zu deuten und seine Existenz als selbstständige Mineralart in Frage zu ziehen. Auch das umgekehrte Verhältnis kann man beobachten, nämlich, daß so feine Lamellen von Kaolinit in beliebiger Anzahl im Leverrierit liegen. Nachdem die Existenz des Leverrierit sichergestellt ist (SCHÜLLER und GRASSMANN, 1950), kann man derartige Verwachsungen vielleicht auch als Pseudomorphosen von Leverrierit nach Kaolinit — oder umgekehrt — deuten. Allerdings sehe ich keine Methode, eine Entscheidung zugunsten der einen oder der anderen Auffassung zu treffen.

Die Tonsteine von Dobrilugk D 12 (Arenzhain) und andere enthalten oft längenweise kaum Kaolinitwürmer. Der Kaolinit liegt hier in Täfelchen von

Tabelle 1. Tonstein von Dobrilugk, Bohrung 14, Tiefe 470 m.

Analytiker: Dr. H. GRASSMANN.

SiO <sub>2</sub>	38,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30,87
FeO	5,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,01
TiO <sub>2</sub>	1,37
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,38
MnO	0,12
CaO	0,26
MgO	1,36
K <sub>2</sub> O	0,40
Na <sub>2</sub> O	0,89
Sulfid-S	0,01
Pyrit-S	0,03
org. S	0,17
SO <sub>3</sub>	0
H <sub>2</sub> O (—)	0,98
CO <sub>2</sub> (aus Karbonat)	4,15
Glühverlust bei 900°	18,01
Glühverlust korrigiert	18,96
Glühverlust abzüglich CO <sub>2</sub> und H <sub>2</sub> O (—)	13,73
C in verbrennlicher Substanz	1,86
	<hr/> 100,67

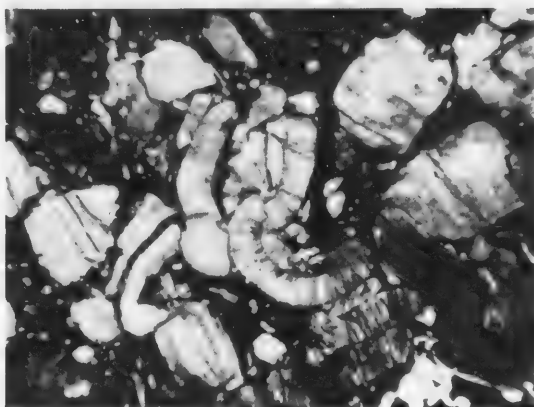


Abb. 5. Kristalltonstein mit braun gefärbten Kaolinitwürmern im Längs- und Schrägschnitt, zum Teil mit Leverieritlamellen. Grundmasse isotroper Kaolin und kohlige Substanzen. Bohrung Dobrilugk 18, 353,4—355,5 m. Vergrößerung 50mal, Schliff 819/49.

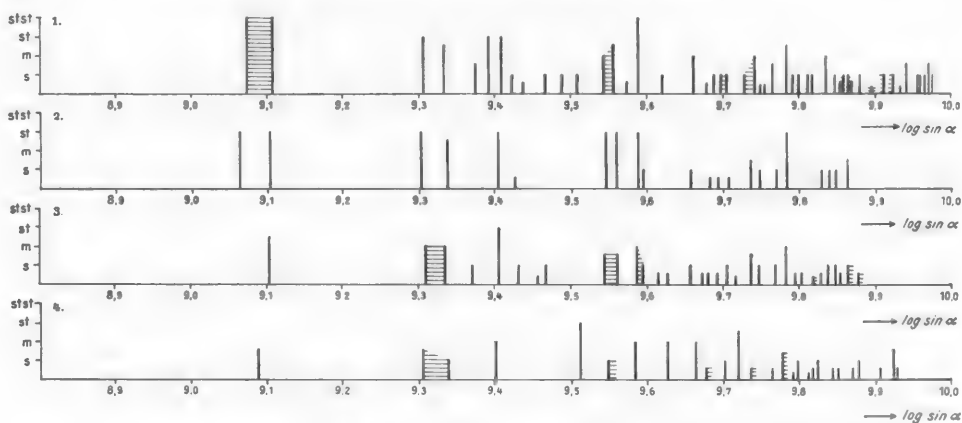


Abb. 6a. Röntgenogramme von Kaolinit aus Tonsteinen von Dobrilugk. Nr. 1: Weißer Kaolinit aus Kluft im Tonstein. Bohrung Dobrilugk 14, 170 m; 500 m südwärts vom Schacht. Nr. 2: Schwarzer Kaolinit. Bohrung Dobrilugk 2, 435,6 m. Nr. 3: Schwarzer Kaolinit. Bohrung Dobrilugk 14. Nr. 4: Weiße Täfelchen von Kaolinit mit Siderit. Bohrung Dobrilugk 14.

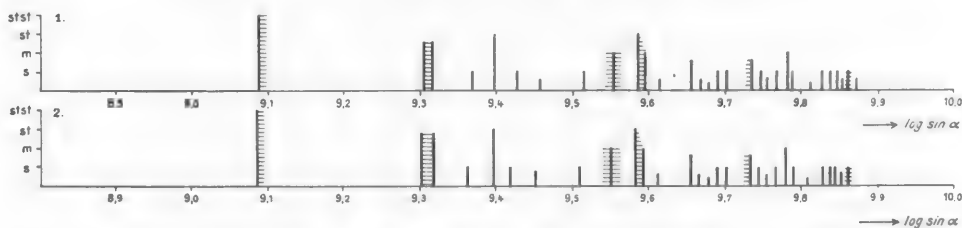


Abb. 6b. Röntgenogramme von Debye-Aufnahmen von Tonsteingraupen. Nr. 1: Millimetergroßes Knötchen von Kaolinit aus Tonstein von Sierscha (Oberschlesien.) Originalmaterial von HARTUNG. Nr. 2: 5 cm große Kaolinknolle, ebendaher.

geringer Dicke vor, die sowohl tief braun gefärbt sind wie auch allmählich in verschiedenen Nuancen hellbräunlich werden (Abb. 10). Vielfach sind in die bitumenhaltigen, braunen Kristalle dicke, farblose Kaolinitlamellen eingeschaltet.

Das Mengenverhältnis von Kristallen und Graupen kann außerordentlich variieren. In den mir bekannten oberschlesischen Graupentonsteinen sind große Kristalle bzw. Kristallwürmer spärlich vorhanden; die „Graupen“ überwiegen. In Dobrilugk sind die Kristalle in diesen Typen ebenfalls sehr locker verteilt und liegen in einer Grundmasse aus hellbräunlichen, kleinen Tonballen („Graupen“). Man kann mindestens 3 Stadien der Ausscheidung von

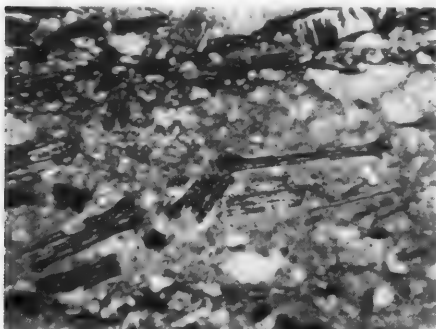


Abb. 7. Gemengter Kristalltonstein. Kaolinitplättchen mit Leverrieritlamellen, am Ende zum Teil pilzförmig aufgebogen. Grundmasse aus weißlichen und gelblichen Kaolingraupen und isotropem Kaolinbindemittel. Oben Emersionsfläche mit Schichtung. Bohrung Dobrilugk 18, 353,4—355,5 m. Vergrößerung 30mal, Schliff 818/49.



Abb. 8. Kaolinitäfelchen, wahrscheinlich als Umwandlungsprodukt von Glimmer, mit Chloritlamellen (Pennin?) und Sideriteinlagerungen. Vereinzelt auch Lamellen von Muskovit oder Leverrierit. An den Enden pilzförmig aufgebogen. Rechts aufgeplatzt, so daß sich Teile ablösen. Grundmasse braun gefärbter Kaolin. Aus Tonstein von Dobrilugk, Bohrung 12. Vergrößerung 90mal, Schliff 477/49.

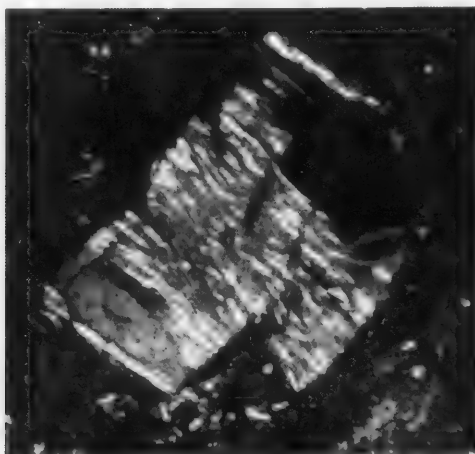


Abb. 9. Großer Kaolinitkristall mit weißen Lamellen von Leverrierit (Mitte). Bohrung Dobrilugk 12 (Arenzhain), 296—297 m. Vergrößerung 72mal, Schliff 477/49.

Kaolinit unterscheiden. Als erste sind die bitumenhaltigen großen Täfelchen von Kaolinitkristallen gebildet. Die Kaolinitkristalle werden aufgesprengt und

durch Neubildungen von Siderit und von farblosem Kaolinit verkittet. Diese Kristalle liegen nun in oder zwischen deutlich abgegrenzten Tonklümpchen, die aus Kaolinit in winzigen, verschiedenen großen Kriställchen bestehen. Vielfach sind derartige „Graupen“ Korn für Korn dicht aneinandergepackt. Die Krümel sind durch bituminöse, durchscheinende oder kohlige, nicht durch-



Abb. 10. Graupentonstein. Bohrung Dobrilugk 12, 296,3 bis 297,0 m. Vergrößerung 57mal, Schliff 479/49. Großer Kaolinitkristall, lamellenweise verschieden gefärbt, durch Sideritkeil aufgespalten, rechts ein Teil abgeplatzt. Zwischen Kaolingraupen mit verschiedenen großen Kriställchen. Bindemittel durch Bitumen hellbräunlich gefärbter isotroper Kaolin. In der Orientierung der Tonballen und Tonplättchen wird eine ehemalige Fließstruktur angedeutet.

sichtige Substanz verkittet. Krümel und Kristalle liegen geschichtet, und die Plättchen sind etwa parallel orientiert. Diese Komponenten sind wahrscheinlich nicht ungestört an ihrem Bildungsort verblieben. Eine 3. Kaolinitbildung dagegen muß an Ort und Stelle erfolgt sein, denn das Bindemittel, in das die genannten Komponenten eingebettet sind, ist ebenfalls Kaolinit. Er ist hellbräunlich oder auch tiefbraun gefärbt und optisch isotrop (pseudoamorph). HARTUNG (1942, S. 443, Fig. 6d) und STUTZER (1932, Fig. 2) haben in solchen „amorphen“ Kaolinballen zarte, strukturzeigende Pflanzenreste gefunden. In Dobrilugk haftet derartige ultrakristalliner Kaolinit als hochglänzender, edel silberweißer Überzug den „versteinerten“ Pflanzen an. Wie eigene röntgenographische Untersuchungen beweisen, sind gleichartige, als „Gümbelit“ bezeichnete Überzüge auf den Pflanzenabdrücken vom Piesberg bei

Osnabrück ebenfalls Kaolinit. Auch STACH (1950, Abb. 7) bringt ein sehr instruktives, schönes Bild dieser Durchtränkung von Pflanzen mit Kaolinit.

Sobald die optisch amorphen bzw. isotropen Bindesubstanzen sich aufhellen, erkennt man interessanterweise in der strukturlosen Masse bei starker Vergrößerung winzige, vielgewundene, feinste, lange Fäden von Kaolinit (Abb. 10 und 12). Man muß daraus schließen, daß die „amorphen“ bzw. subkristallinen Tonsubstanzen umkristallisieren. Solche Vorgänge sind kennzeichnend für das „Umstehen“ von Gelen (vgl. FEITKNECHT). Je mehr sie an Farbe verlieren, desto zahlreicher und größer werden die vielgewundenen Kaolinitknäuel. Derartige Kriställchen trifft man auch in den Kaolin-„Graupen“ von Oberschlesien u. a. O. Man kann (Bohrung 14, Schliff 507/49) alle Übergänge in der Kristallgröße vom „amorphen“ Kaolinitbindemittel bis zu den großen



Kristallen von Kaolinit verfolgen, mit anderen Worten: die Kristalle wachsen, sie werden nicht etwa zerstört. Ich schließe mich also der Ansicht von Ross



Abb. 11. Kristalltonstein von Dobrilugk. Kaolinitwürmer und Kaolinitäfelehen (nach Glimmer) in dunkelbraun gefärbter isotroper Kaolingrundmasse. Links neben dem Kopf des Kaolinitwürmes werden winzige Fäden und Knäuel von Kaolinitkriställchen sichtbar (vgl. Abb. 10). Bohrung Dobrilugk 14, 170 m. Vergrößerung 30mal, Schliff 507/49.

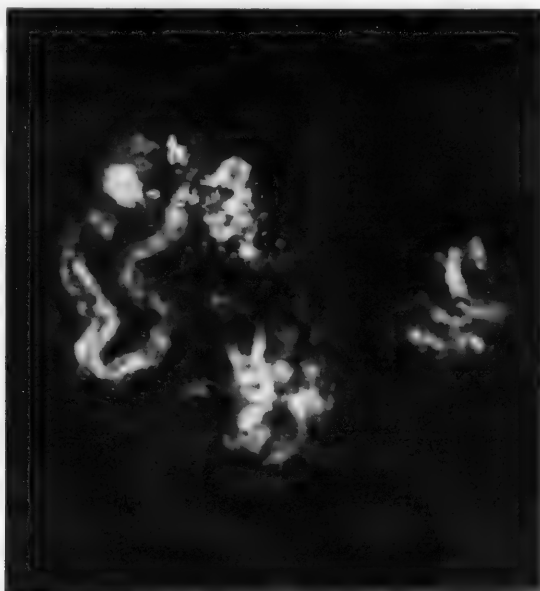


Abb. 12. Optisch isotrope, durch Bitumen braun gefärbte Grundmasse mit zarten, fadenförmigen Knäueln von Kaolinitkriställchen. Ausschnitt aus Abb. 9 bei starker Vergrößerung. Bohrung Dobrilugk 14, 170 m. Vergrößerung 300mal, Schliff 507/49.

und KERR (1930, Tafel 43, B) an, daß „solche zarten Gebilde an Ort und Stelle entstanden sein müssen, d. h. sie sind authigen“.

### 3. Über die Natur der sog. „Gläser“ und „Aschen“.

Diese braunen optisch amorphen Tonsubstanzen sind es, die in der Literatur bisher als vulkanisches „Glas“ angesprochen worden sind. STUTZER (1934) z. B. schreibt: „Kreuzt man die Nicols, so bleiben die durchsichtigen Körner auch beim Drehen des Tisches dunkel. Sie sind also optisch isotrop. Ihre Lichtbrechung ist höher als die des Kanadabalsams und beträgt 1,57. Es handelt sich also nicht um Körner amorpher Kieselsäure, sondern um Glassubstanz. Was ich schon vor der Dünnschliffuntersuchung vermutete, hat sich bestätigt. Der Lehestreifen entstand aus einer vulkanischen Aschenlage, als die Aschenregen auf ein Karbonmeer niederfielen.“

Den Beweis, inwiefern es sich um „Glassubstanz“ handelt, bleibt STUTZER leider schuldig.

Leider bezeichnet auch HOEHNE (1948), der gegen die vulkanische Natur der Tonsteine wichtige Argumente beibringt, derartige Tongraupen noch als „glasig“ oder „entglast“. Er unterscheidet 3 verschiedene Erscheinungsformen: dunkle noch glasige, helle ganz entglaste, sowie hellumrandete, vom Rand her entglaste Tongraupen, obgleich er nachgewiesen hat, daß diese „Gläser“ nahezu chemisch reiner Kaolinit ( $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2 \text{SiO}_2 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$ ) sind. Ausführlich wurden

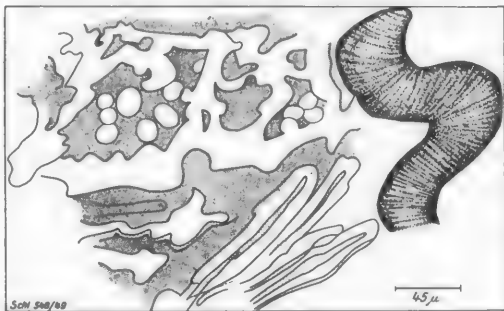


Abb. 13. Tonstein von Sierscha, Arthurflöz. Scheinbare Aschenstruktur bei starker Vergrößerung. Besteht in Wirklichkeit aus zum Teil hohlen Kaolinschläuchen mit optisch isotroper, bräunlicher Kaolindrundmasse. Vergleiche hierzu die Abb. 9 bei PETRASCHECK (1942) aus einem gleichen Material.

von BERG in der Arbeit HARTUNG (1943) derartige optisch isotrope Tonballen vom Arthurflöz in Sierscha untersucht. Sie entsprechen genetisch ganz den optisch isotropen Tonausscheidungen von Dobrilugk. Aus dem Originalmaterial von BERG und HARTUNG wurde sowohl aus einer 5 cm großen splittrigen Knolle wie auch einem 1 mm großen, optisch isotropen Knötchen Material für eine Röntgenuntersuchung ausgebohrt. Beide Substanzen ergaben das Röntgendiagramm gut kristallisierten Kaolinites (Abb. 6a). Diese bräunlichen und weißen Tonballen sind also *keine* Gläser.

Der Begriff „Glas“ ist für diese optisch isotropen submikroskopischen Aggregate von Kaolinit auch physikalisch völlig unangebracht. Man muß folgendes beachten:

Ein vulkanisches Glas, mit dem man diese „Allophane“ gleichgesetzt hat, ist ein geschmolzenes Silikat-System, wenn es optisch isotrop ist. Wenn es sich bei der Verwitterung in Kaolinit umwandelt, so entstehen z. B. in allen Gesteinen des Rotliegenden mikroskopisch sichtbare Kristallaggregate. Die Isotropie der „Allophane“ beruht also nicht auf einem „glasigen Zustand“, wie er in der physikalischen Chemie und Mineralogie exakt definiert ist. Eher weist die optische Isotropie und die submikroskopische Natur der Kristalle darauf hin, daß es sich um kolloidal gefällte Tonsubstanzen handelt. Denn, wenn ein „Glas“ sich umwandelt, bleibt es ja nicht mehr optisch isotrop. (Eine hervor-

ragende Darstellung über unsere heutige Kenntnis des „Glas“-Zustandes findet man in der „Werkstoffchemie“ von E. BRANDENBERGER, die nachdrücklich empfohlen sei.)

PETRASCHECK (1942) hat von Sierscha (Taf. 22, Fig. 9) zum Beweis für die vulkanische Entstehung der Tonsteine eine Struktur abgebildet, die verblüffend der Aschenstruktur vulkanischer Tuffe gleicht. Betrachtet man dieses Gestein jedoch bei starken Vergrößerungen, so erkennt man (Abb. 13), daß es aus feinsten, vielfach optisch nicht aufhellenden Kaolinschläuchen besteht, die farblos sind und im Innern ein oft mit Bitumen gefärbtes „Mark“ aufweisen. Zwischen diesem Gewirr von Kaolinschläuchen entstehen — als Negative! — konkave, scharfe, splittrige Füllungen aus bräunlichen „Allophan“-substanzen. Wahrscheinlich ist die Struktur ähnlich wie die aus Kolloiden gebildete „Eisenblüte“ von Steiermark entstanden. Solche schlauchförmigen myzelartigen Geflechte sind geradezu charakteristisch für das Wachstum bei der Wässerung und Entwässerung vieler Kolloide. Man muß also feststellen, daß auch die Struktur der Tonsteine *irrtümlicherweise* mit vulkanischen Aschenstrukturen verglichen worden ist.

#### 4. Die Entstehung der Tonsteine.

Das vorgelegte Material bietet nicht einen einzigen Anhalt für eine vulkanische Entstehung dieser Tonsteine. Die sog. „Porphy Quarze“, die sog. „Gläser“ und die sog. „Aschenstrukturen“, die als eindeutiger Beweis für eine vulkanische Entstehung hätten gelten müssen, haben sich auf Grund unserer Untersuchung als irrtümliche Deutungen erwiesen<sup>1</sup>.

Man muß vielmehr aus den beschriebenen unversehrten, zarten Kristallformen der Tonminerale: der großen Leverrierite und Kaolinite, aus ihrer gegenseitigen Verdrückung im plastischen Zustand, dem „allophanen“ Bindemittel u. a. m. auf eine Entstehung an Ort und Stelle im Steinkohlenmoor schließen. Es ist aus chemischen Untersuchungen der Humussäure sowie aus Beobachtungen und Experimenten von Bodenkundlern (W. LAATSCH, 1948, F. SCHÄFER und E. WELTE, 1950) bekannt, daß Humussäuren, die offenbar den Bitumina der Kohlenpetrographie gleichzusetzen sind, durch Tonsubstanzen gefällt werden. Man wird daher auch einen Beweis für die Entstehung der Kaolinit- und Leverrieritwürmer sowie der optisch isotropen Tonballen an Ort und Stelle im Kohlenmoor darin erblicken dürfen, daß sie von Bitumen aufs feinste durchtränkt sind, so fein, daß im Leverrierit sogar ein Pleochroismus zustande kommt. Echte Leverrierite, die neuerdings erstmalig außerhalb von Steinkohlenflözen in Schieferletten des Rotliegenden gefunden wurden, zeigen andere und andersgeartete Adsorptionen, wie in einer späteren Arbeit gezeigt werden soll (SCHÜLLER, 1951).

Die Gegenwart von organischen Substanzen veranlaßt mich, diese Kristalltonsteine als „biochemische“ Sedimente anzusehen, zumal in neuester Zeit mehr und mehr erkannt wurde, daß bei der „Alterung“ und „Umwandlung“

<sup>1</sup> Ebenso wenig hat E. STACH (1950) einwandfreie Beweise für eine vulkanische Entstehung der Tonsteine im Ruhrgebiet erbringen können. Auf seine teilweise recht widerspruchsvollen Deutungen kann nicht näher eingegangen werden, da uns seine Arbeit erst nach Niederschrift des Manuskriptes bekannt wurde (vgl. auch M. TEICHMÜLLER, 1950).

der organischen Substanzen weitgehend Organismen, insbesondere Bakterien und Pilze mitwirken.

Wenn die Kaolinitkristalle von ihrem Bildungsort entfernt und umgeschwemmt werden, treten Veränderungen auf, wie sie z. B. in den Tonsteinen von Arenzhain und aus dem Waldenburger Gebiet von HOEHNE und BERG (1951) beschrieben worden sind. Die gekrümmten Kristallformen, die idiomorphen hexagonalen Säulchen werden zerstoßen und abgeschliffen, die allophanen Tongraupen werden abgerundet und zersplittert. Das Gefüge wird krümelig, und man sieht Fließtexturen, die Komponenten werden heterogen, eine Schichtung wird sichtbar. Derartige umgeschwemmte Tonsteine vermitteln aber zugleich eine wichtige Erkenntnis über ihre ursprüngliche Beschaffenheit. Man sieht aus Form und Lagerung der Kaolinitkristalle, daß sie als einzelne lockere Körner weggeschwemmt wurden. Man muß daraus schließen, daß die Entstehung der Kaolinitwürmer kein diagenetischer Prozeß war, sondern daß die Körner ursprünglich als Sediment gebildet und als lockeres Sediment von wenig später angreifenden Strömungen verlagert wurden. Die Kaolinitwürmer sind also hier weder „Konkretionen“ nach Art der Sideritkörnchen, noch Porphyroblasten nach Art der Kalzitrhomboeder in Schiefertönen. Da die „echten“ Tonsteine (Graupen- und Kristall-Tonsteine) mit Kohlenflözen verknüpft sind, ist anzunehmen, daß in den humussaurer Wässern in oder unter den Mooren die aluminium- und kieselsäurehaltigen Lösungen gefällt wurden und aus ihnen Leverrierit und Kaolinit kristallisierten. Ihre flächenhafte Ausdehnung ohne Wechsel der Fazies ist ein wichtiges leitendes Merkmal, wie es aber auch andere biochemische oder chemische Sedimente aufweisen. Eine zutreffende Vorstellung über die geologischen Verhältnisse ihrer Bildung versprechen die Forschungen von M. TEICHMÜLLER über den petrographischen Aufbau und den Werdegang der Braunkohlen zu liefern. Wahrscheinlich wird man unter den Stillwasserablagerungen, etwa unter den humosen Detritus-Gyttjen, die innerhalb der Moore auftreten, die jungen Äquivalente der Tonsteine der Steinkohlenflöze wiederfinden.

Es fragt sich nun, inwieweit dann die Tonsteine für eine Parallelisierung von Steinkohlenflözen verwendet werden dürfen. Bei der Annahme, daß die Tonsteine als vulkanische Aschen zu deuten sind, war ihre zeitgleiche Bildung auf weiten Flächen und über größere, auch nicht zusammenhängende Räume ohne weiteres plausibel. Sind die jedoch als chemische Sedimente im Kohlenmoor selbst ausgefällt, wie wir jetzt für einen Teil charakteristischer Tonsteine annehmen müssen, so kann ihre Entstehung zu beliebiger Zeit erfolgt sein. Es ist also von seiten der Stratigraphie der Beweis zu erbringen, welche Tonsteine gleichaltrige Bildungen sind. Das gemahnt vor allen Dingen zur Vorsicht bei Flözparallelisierungen in Bohrungen.

Die *Herkunft der Lösungen* bzw. der Tonsubstanz kann aus der Gesteinsstruktur und aus den Mineralbildungen naturgemäß nicht erkannt werden. Es ist wahrscheinlich, daß bei der Verwitterung im Karbon und im Rotliegenden aus den Silikaten die Zersetzungsprodukte auf dem Festland entstanden sind, in Lösung gingen (CORRENS und ENGELHARDT, 1938) und als solche in die Moore gelangten. Es ist auch möglich, daß die Silikate in die Moore abgeschwemmt oder eingeweht und dort völlig zersetzt worden sind. Auffällig ist, daß die „echten“ Tonsteine fast ausschließlich aus reinem Kaolinit oder Leverrierit

bestehen und daß Verunreinigungen durch andere Minerale oder Gesteinsdetritus kaum in ihnen anzutreffen sind. In gleicher Weise könnten natürlich auch vulkanische Aschen verarbeitet werden, ohne daß man ihre Spuren findet.

Eine weitere Klärung der Probleme ist demnach aus Untersuchungen von Tonsteinen in solchen Gebieten zu erwarten, in denen wie in Dobrilugk während der Zeit der Kohlebildung gleichzeitig auch Vulkanismus herrschte.

### Literatur.

- BEDERKE, E.: Die vulkanischen Tuffe im oberschlesischen und innersudetischen Steinkohlenbecken. *Geol. Rdsch.* Bd. 34 (1943) S. 55. — BODE, H.: Die Tonsteine des Saarlandes. *Bergbau* Bd. 50 (1937) S. 273. — CORRENS, C. W., u. W. v. ENGELHARDT: Neue Untersuchungen über die Verwitterung des Kalifeldspats. *Chem. d. Erde* Bd. 12 (1938) S. 1. — GUTHÖRL, P.: Neue Beobachtungen und Feststellungen über das Vorkommen und die Ausbildung der Tonsteine des saar-lothringischen Karbons. *Glückauf* Bd. 85, (1949) S. 521. — HARTUNG, W.: Feuerfeste Tone als Flözmittel im oberschlesischen Steinkohlengebirge, ihre Entstehung und stratigraphische Bedeutung. *Jb. Reichsamt Bodenforsch.* Bd. 63 (1942) S. 430. — HOEHNE, K.: Die Entstehungsgeschichte der Tonsteine und ihre vermeintliche Abkunft von vulkanischen Gläsern, Aschen und Tuffen (weitere Literaturhinweise!). *Glückauf* Bd. 81 — 84 (1948) S. 422. — Die Tonsteine des Waldenburger Gebietes. *Abh. d. GLA Berlin*, H. 225 (im Druck). Mit Beiträgen von G. BERG. — KIJAK, E.: Die Karbonverwitterung des Gabbros von Neurode (Schlesien). *Z. Chem. d. Erde* Bd. 8 (1933) S. 58. — LAATSCH, W.: Beitrag zur Agrarwirtschaft, Bd. III/3. Hannover 1948. — DE LAPPARENT, J.: Constitution et origine de la leverrierite. *C. R. Acad. Sci. Paris* Bd. 198 (1934) S. 669. — MEMPEL, G.: Stratigraphie und Tektonik des flözführenden Unterkarbons bei Dobrilugk-Kirchhain. *Arch. Lagerst.-Forsch.* (in Vorbereitung). — PETRASCHECK, W.: Vulkanische Tuffe im Karbon von Oberschlesien und die orogenetische Gleichzeitigkeitsregel in der Kohlenflözbildung. *Neues Jb. Mineral., Geol. Paläont.* Bd. 86 (1942) S. 290. — PRUVOST, P.: Bassin houiller de la Sarre et de la Lorraine. T. 3 Description géol. *Etudes des gites minéraux de la France*, S. 22. Lille 1934. — REINHARD, M., J. v. STEIGER u. E. BRANDENBERGER: Über einen Fund von Leverrierit im Leimtal bei Basel. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* Bd. 24 (1944) S. 316. — ROSS, CL. S., and P. F. KERR: The kaolin minerals. *Geol. Survey Prof. Paper* Bd. 165 (1930). — SCHÄFER, F., u. E. WELTE: Probleme der Humusforschung. *Naturwiss.* Bd. 37, 14 (1950) S. 321. — SCHÜLLER, A.: Zur Nomenklatur und Genese der Tonsteine. *Neues Jb. Mineral., Geol. Paläont.* (1951) — Leverrierit aus einem neuartigen Vorkommen in Schieferletten des Rotliegenden von Mansfeld. *Neues Jb. Mineral., Geol. Paläont.* (1951). — SCHÜLLER, A., u. H. GRASSMANN: Über den Nachweis von echtem Leverrierit in den Tonsteinen aus unterkarbonischen Steinkohlenflözen von Dobrilugk. *Heidelberger Beitr.* Bd. 2 (1950) S. 269. — SMIRNOW, S. S., W. J. MICHEJEW i. J. J. SCHAFRANOWSKI: Über die Kristalle des „dipyramidalen“ Quarzes aus der Blei-Zink-Lagerstätte von Tetjuchino. *Mém. Soc. russe. Mineral* Bd. 76 (1947) S. 267. — STACH, E.: Vulkanische Aschenregen über dem Steinkohlenmoor. *Glückauf* Bd. 86 (1950) S. 41. — STUTZER, O.: Vulkanische Aschen als Leitlagen in Kohlenflözen. *Z. prakt. Geol.* Bd. 39 (1931) S. 145. — Kaolinkristalle in Moskauer Braunkohle. *Z. dtsh. geol. Ges.* Bd. 84 (1932) S. 718. — Der Lehestreifen im Lehekohlenflöz des Zwickauer Steinkohlenbeckens. *Z. dtsh. geol. Ges.* Bd. 86 (1934) S. 467. — TEICHMÜLLER, M.: Zum petrographischen Aufbau und Werdegang der Weichbraunkohle. *Geol. Jb.* Bd. 64 (1948). Hannover 1949. — Mikroskopische Beobachtungen an Tonsteinen und Quarzlagen der Zechen Sachsen und Westfalen. *Glückauf* Bd. 86 (1950) S. 334. — TERMIER, P.: Note sur la leverrierite. *Bull. Soc. franç. Minéral.* Bd. 13 (1890) S. 325; Bd. 22 (1899) S. 27. — Observations sur des Tonsteine de la Sarre. *Bull. Soc. géol. France* Bd. 4 (1933) S. XXIII. —



## Gedrilte Asteriten im Rosenquarz und Granat.

Von

WILHELM MAIER.

Mit 1 Textabbildung.

(Eingegangen am 21. Oktober 1950.)

### *I. Gedrilte Asteriten im Rosenquarz.*

In der ersten meiner 2 Arbeiten über Asterismus (Experimenteller Asterismus bzw. Asteritische Reflexkurven-Asteritiken) wurde S. 333 bei der Beschreibung der Asteriten des Rosenquarz berichtet: „Nicht unerwähnt soll das Auftreten seltsamer Einschlüsse bleiben, die bandförmig gestaltet, vorn und hinten abgestutzt und 1—3fach gedreht sind.“ Längst hatte ich beabsichtigt, diesen Interpositionen weiter nachzuforschen, doch kam ich jetzt erst dazu.

Wiederum wurde eine Rosenquarzkugel von 18 mm Durchmesser in 3 Teile zersägt, in 2 Kalotten und eine mittlere Scheibe, aus der ein Dünnschliff angefertigt wurde. Die Kalottenflächen wurden poliert. Obgleich diese Rosenquarzkugel, so wenig wie ihre Kalotten, asteritische Lichtkreise infolge der vielen unregelmäßig verteilten Einschlüsse und Spaltrisse erkennen ließ, so ließ doch der Dünnschliff unerwarteterweise guten Asterismus wahrnehmen.

Besonders die Kalotten ließen nun, sofern ihre Wölbung nach unten gewandt war u. d. M. in Randnähe, wo sich Dunkelfeldbeleuchtung einstellte, zahllose, scheinbar scharf gerade gestreckte Asteriten, zum Teil mit Interferenzfarben erkennen. Im Dünnschliff wurde bei durchfallendem Licht aber als neu erkannt, daß sämtlichen Asteriten eine Drehung, eine Drillung eigentümlich ist und daß sie nur besonders langgestreckte Formen jener kurz gedrehten Einschlüsse darstellen, die oben erwähnt wurden.

Aus der Abb. 1 (linke Hälfte) ist zu ersehen, wie sich ein Asterit (a) im Dunkelfeld ausnimmt; (b) hingegen zeigt bei starker Vergrößerung, die erst bei Tubusbewegung nacheinander in Erscheinung tretende, 3—4fache Drehung eines Asteriten; c, d, e, f zeigen einfach gedrilte längere, g, h, i hingegen kurze Asteriten bei wechselnder Tubuseinstellung. k gibt einen der letzteren besonders stark vergrößert wieder, innen ist er dunkel, außen hell eingefäßt, man erinnert sich an ein Ordensband; l, m sind Querschnitte von Asteriten, doch sind solche nur spärlich zu sehen. Eigenartig und selten ist ein aufgespaltener Asterit n zu sehen, häufiger kommen geknickte vor (o), die gemäß früherem Bericht das Auftreten paralleler Lichtkurven bewirken.

Solche farblosen Asteriten sind stärker lichtbrechend als Quarz, aber so schwach doppelbrechend, daß sehr dünne Asteriten, und das sind die meisten, dies überhaupt nicht erkennen lassen. Ihre Auslöschung geschieht in der Längsachse. Eine Bestimmung des optischen Charakters war wegen der geringen Doppelbrechung ausgeschlossen. Merkwürdigerweise stimmt die Licht- und Doppelbrechung der Asteriten, mit denen kleiner aber zahlreicher, meist in

Wolken zusammengedrängter Körner überein (Abb. 1, Feld II, p), die wohl den sog. Muculiten KALKOWSKYs entsprechen. Ob Asteriten und Muculiten stofflich übereinstimmen, kann nur vermutet werden. Unsicherheit bringt in die Ausdeutung die Feststellung, daß von manchen Körnern (r) (Abb. 1, Feld III) parallele Fäden nach der Tiefe streben.

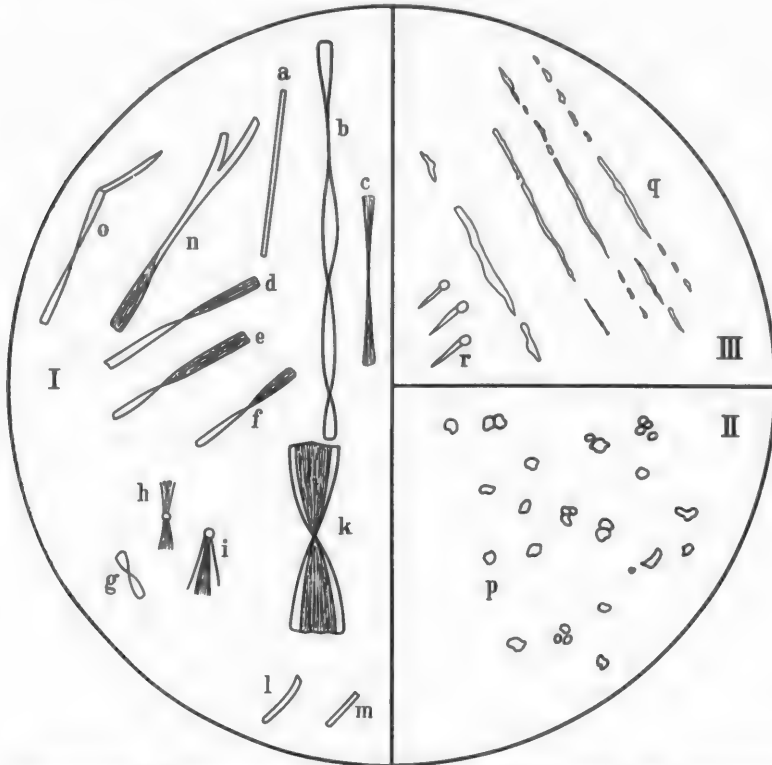


Abb. 1. Mikroskopische Wahrnehmungen im Rosenquarz. Feld I a Asterit bei Dunkelfeldbeleuchtung; b langer 4fach gedrillter Asterit; c, d, e, f mittellange, gedrillte Asteriten; g, h, i kurze, gedrillte Asteriten; k gebänderter Asterit, stark vergrößert; l, m Querschnitte; n gespaltener, o geknickter Asterit. Feld II, Körner (Muculiten); Feld III q Politurrisse, r Körner mit parallelen Fortsätzen.

Parallele Linien, die sich in Punktreihen auflösen können (q) (Abb. 1, Feld III) sind jedoch als Politurstreifen zu erachten.

Die in der oben erwähnten Arbeit gemachte Feststellung relativ hoher Interferenzfarben der Interpositionen insbesondere bei künstlichem Licht, besteht zu Recht, aber nur für Dunkelfeldbeleuchtung, rechtfertigt aber nach den neuen Wahrnehmungen nicht die Annahme, daß die Asteriten beim Rosenquarz Hohlräume sind, die durch Überdecken von Kanten seitens der anstoßenden Zuwachsfächen entstanden wären.

Leider kann über die stoffliche Zusammensetzung gar nichts ausgesagt werden, denn einerseits wäre ein ziemlich großes Quantum von möglichst reinem asteritischem Rosenquarz vonnöten, um daraus eine zur Analyse der Asteriten erforderliche Gewichtsmenge zu erhalten und andererseits ist es fraglich, ob es überhaupt gelingt, die Asteriten, welche Silikate sein dürften, zu isolieren. Wurde

Rosenquarzpulver mit Flußsäure einige Tage hindurch behandelt, so stellten sich erst Ätzgruben auf den Quarzkörner ein; diese werden schließlich aufgelöst, aber auch die Asteriten.

Phlogopit mit Asteriten, die nach Licht und Doppelbrechung mit denen des Rosenquarz übereinstimmen, aber nicht gedreht sondern scharf gerade gestreckt sind und vorwiegend nach den a-Achsen, weniger nach den Zwischenachsen ausgerichtet sind, wurde gleichfalls mit Flußsäure behandelt, wobei erst 6seitige Ätzgruben in Erscheinung traten und weiterhin sämtliche Asteriten verschwanden. Rutil konnten diese Asteriten also nicht sein, auch nicht Turmalin, was gleicherweise für die Asteriten des Rosenquarz gilt.

Wäre nicht die hohe Lichtbrechung, könnte man an gedrillten Chalzedon denken, wie solcher auch neben Drehquarz auftritt.

Daß die gedrillten Asteriten beim Rosenquarz mit den gedrillten Kristallen, die durch BERNAUER beschrieben wurden, in eine Kategorie gehören, ist augenscheinlich. Analogie besteht auch mit dem schwarzen Erzmineral Bolivianit, das gedrehte Säulen bildet, und mit Millerit.

Millerit aus der Viktoriagrube des Siegerlands stammend, wurde untersucht. Er zeigte Torsion, jedoch nur in den dünnsten Kristallfäden von etwa  $\frac{1}{7}$  mm Dicke, bei 3 mm Länge. Im Reflexlicht wechselte Hell und Dunkel in einem Fall 10mal, so daß die Anzahl der Schraubengänge auf 1 mm etwa 3 wäre und gemäß der Festsetzung von BERNAUER würde dies seiner Rubrik II für die Intensität der Drillung entsprechen. Bei den Asteriten vom Rosenquarz, deren maximale Länge etwa 0,5 mm bei  $\frac{1}{150}$  mm Dicke ist, treten etwa 4 Windungen auf, so daß auch sie in die Rubrik II (2—10) Schraubengänge einzuordnen wären.

Da nach BERNAUER die Ganghöhe mit sinkender Temperatur abnimmt, müßten beim Millerit die Kristallfäden wohl mit dem weniger gewundenen Teil aufsitzen. Daß sich übrigens die Drillung mit zunehmender Dicke der Fäden verliert, deckt sich beim Millerit mit der gleichen Wahrnehmung von LEHMANN für Kaliumbichromat, von dem er auf S. 375 seiner „Molekularphysik“ eine Abbildung wiedergibt, die mit der Abb. 1, k übereinstimmt. Allerdings fehlt die Bänderung und diese Eigentümlichkeit dürfte auf abgerundete Seitenkanten zurückzuführen sein, welche die Lichtbrechung beeinflussen.

Nach allem zu urteilen, scheint die Steighöhe, die Torsion, bei den Asteriten zu wechseln; je länger der Asterit, um so größer ist die Steighöhe seiner Drillung. Nach dem Verhalten von Kaliumbichromat zu urteilen, könnte das Material auch in mehr oder weniger isometrischen Kristallen auftreten, deren Existenz aber noch unbekannt ist.

Die optische Wirkung der gedrehten Asteriten weicht praktisch von der zylindrischer oder in ihrer Längserstreckung vielfächig ausgebildeter Asteriten kaum ab, wirken doch die axialen Windungsflächen wie peripherisch wechselnd gelagerte Teile einer Zylinderfläche, oder etwa wie ein Spiegel, der um eine Achse gedreht wird. Allerdings etwas größere Streuung tritt dadurch ein, daß ideell nicht mehr rings um einen Punkt, sondern eben längs der Schraube reflektiert wird.

Die erwähnte Knickung der Asteriten, vielleicht eine Zwillingsbildung, veranlaßt, wie bereits erwähnt wurde, die Entstehung paralleler Lichtkreise.

*II. Gedrilte Asteriten im Granat.*

Angeregt durch die Wahrnehmungen bei der Rosenquarzkugel, wurden auch die Asteriten der Granatkugel des näheren untersucht, von welcher die asteritischen Lichtbogen im Auflicht, in der Arbeit „Experimenteller Asterismus“ beschrieben worden waren. Seinerzeit geschah die Beobachtung der Asteriten nur im Reflexlicht, im Dunkelfeld und da die Interferenzfarben hoch gefunden wurden, wurden wie beim Rosenquarz die Asteriten als Hohlräume erachtet. Nachdem nunmehr die Granatkugel zersägt und ein Dünnschliff angefertigt worden war, ergab sich, daß auch hier die Asteriten gedrilht sind und im wesentlichen, mit denen des Rosenquarz übereinstimmen. An und für sich vielmals zahlreicher und dichter gestreut, als beim Rosenquarz, sind die Asteriten zarter ausgebildet und deren Torsion eine schwächere. Von einer Behandlung mit Flußsäure wurde abgesehen.

**Literatur.**

BERNAUER, A.: Gedrilte Kristalle. Berlin 1929. — KALKOWSKY, E.: Opaleszierender Quarz. Z. Kristallogr. Bd. 55 (1915—1920). — LEHMANN, O.: Molekularphysik, Bd. 1, S. 375. Leipzig 1888. — MAIER, W.: Experimenteller Asterismus. Neues Jb. Mineral., Geol. Paläont., Abh. Abt. A Bd. 78 (1943). — Asteritische Reflexkurven-Asteritiken. Neues Jb. Mineral., Geol. Paläont., Abh. Abt. A Bd. 80 (1949).

Dr. WILHELM MAIER, Bernau i. Obb., Haus 60<sup>1</sup>/<sub>2</sub>.

## **Eine Methode zur Bestimmung des wahren Winkels der optischen Achsen und des mittleren Hauptbrechungsquotienten zweiachsiger Minerale im Dünnschliff.**

Von

RUDOLF MOSEBACH.

(Eingegangen am 21. November 1950.)

Die mikroskopischen Drehtischmethoden verfolgen den Zweck, optische Konstanten von Mineralen im petrographischen Dünnschliff zu diagnostischen Zwecken zu gewinnen. Ist die chemische Konstitution der Mineralarten einfach, dann gelingt es bisweilen, ausreichend scharfe Beziehungen zwischen ihr und den optischen Konstanten zu finden, die es innerhalb eines begrenzten Fehlerbereiches erlauben, die chemische Analyse durch die optische zu ersetzen. Die schon lange in die petrographische Praxis eingeführten Plagioklasbestimmungsmethoden sind hierfür ein Beispiel, obwohl der Einfluß des Or-Moleküls im Dreistoffsystem Ab—An—Or sowie die Einwirkung einer möglicherweise vorhandenen Hochtemperaturoptik noch nicht befriedigend geklärt sind.

Der Ersatz der quantitativ-chemischen Analyse durch die Bestimmung optischer Konstanten ist in solchen Mineralgruppen am aussichtsreichsten, deren Glieder Mischkristalle von Zweistoffsystemen sind oder solcher Mehrstoffsysteeme, deren Mischungsglieder sich praktisch auf zwei reduzieren lassen. Die charakteristischen optischen Konstanten variieren dann mehr oder weniger, aber eindeutig mit dem Mischungsverhältnis der beiden Hauptkomponenten. Einer solchen Mineralgruppe gehören die gesteinsbildend wichtigen Olivine an. An ihnen soll hier die Zuverlässigkeit einer früher mitgeteilten optischen Bestimmungsmethode von  $2V$  und  $n_p$  geprüft werden.

Die Methode ist anwendbar, falls in einem Dünnschliff die Körner einer Mineralart so orientiert sind, daß an einigen Individuen  $2S^1$  sowohl um die spitze wie auch um die stumpfe Bisektrix meßbar ist. Voraussetzung ist weiterhin, daß die chemische Zusammensetzung der verschiedenen Mineralkörner nicht variiert, was z. B. bei Zonarbau fraglich ist. Über Einzelheiten der Meßmethoden vgl. MOSEBACH 1948.

Die Größe von  $2V$ , die Schwenkbarkeit des Drehtisches um  $A_4$  und die bei stärker lichtbrechenden Segmenten und Mineralen schon bei relativ kleinen Neigungswinkeln erreichte Totalreflexion begrenzen ihre Anwendbarkeit. Trotzdem ist es nicht erforderlich, daß die Mittellinien der eingemessenen Achsenwinkel genau oder ungefähr senkrecht ausstechen. Die gewählten Berechnungsbeispiele und praktischen Vermessungen zeigen, daß die Mittellinien bisweilen erheblich schief austreten können. Die Hauptsache ist die Einmeßbarkeit der beiden optischen Achsen. Für die Meßgenauigkeit ist es günstig, wenn die Ebene der optischen Achse etwa senkrecht auf der Fläche des Dünnschliffes steht oder nur um einen geringen, im allgemeinen  $10^\circ$  nicht überschreitenden Winkel geneigt ist. Der Winkel zwischen einer Bisektrix und der Schliffnormalen sei mit  $\eta$  bezeichnet.

<sup>1</sup> Bei Verwendung von Halbkugelsegmenten benutzen wir die Bezeichnung  $2S$ , während  $2V$  nur dem wahren Winkel der optischen Achse vorbehalten bleibt.



Sticht die Bisektrix genau oder fast senkrecht aus, dann läßt sich der Zusammenhang zwischen den gemessenen Größen  $2S_{n_\alpha}$ ,  $2S_{n_\gamma}$  und dem bekannten Brechungsquotienten des verwendeten Segmentpaares  $n_s$  und den gesuchten Größen  $2V$  und  $n_\beta$  des Minerals sehr einfach ableiten.

Nach dem Brechungsgesetz ist

$$n_\beta \sin V_{n_\alpha} = n_s \sin S_{n_\alpha}, \quad (1a)$$

$$n_\beta \sin V_{n_\gamma} = n_s \sin S_{n_\gamma}. \quad (1b)$$

Es muß sein

$$V_{n_\alpha} + V_{n_\gamma} = 90^\circ. \quad (1c)$$

Aus (1a) bis (1c):

$$n_\beta \sin V_{n_\alpha} = n_s \sin S_{n_\alpha}. \quad (2a)$$

$$n_\beta \cos V_{n_\alpha} = n_s \sin S_{n_\gamma}. \quad (2b)$$

Division von (2a) und (2b) ergibt sofort

$$\operatorname{tg} V_{n_\alpha} = \frac{\sin S_{n_\alpha}}{\sin S_{n_\gamma}}. \quad (3)$$

Ferner führen (2a) und (2b) quadriert nach leichter Zwischenrechnung zu

$$n_\beta = n_s \sqrt{\sin^2 S_{n_\alpha} + \sin^2 S_{n_\gamma}}. \quad (4)$$

(3) gibt  $\operatorname{tg} V$  als Verhältnis der sin der beiden um beide Mittellinien gemessenen halben scheinbaren Winkel der optischen Achsen, unabhängig von  $n_\beta$  des Minerals und  $n_s$ . Diese schon früher benutzte Formel (z. B. bei POCKELS 1906, S. 262) zur Errechnung von  $2V$  aus  $2H_{n_\alpha}$  und  $2H_{n_\gamma}$  ist natürlich für die Verhältnisse des Drehtisches ebensogut anwendbar.

(4) verknüpft  $n_\beta$  des Minerals mit  $n_s$  und der Wurzel aus der Summe der Sinusquadrate der halben scheinbaren Winkel der optischen Achsen.

(3) und (4) könnten in Diagrammen dargestellt werden. Bei den hier erhobenen Genauigkeitsansprüchen würde man jedoch wenig gewinnen, zumal die Rechenarbeit durch die direkte Anwendung der Formeln gering ist.

Strebt man wirklich genaue Werte für  $2V$  und  $n_\beta$  zu erhalten, dann empfiehlt es sich, (3) und (4) nur dann anzuwenden, wenn  $\eta$  nicht größer als  $5^\circ$  ist. Andernfalls müssen die Teilwinkel  $\Omega$ , deren Addition  $2S$  und schließlich  $2V$  ergeben, nach (1a) bis (1c) für sich reduziert werden.

Bezeichnet man die um  $n_\alpha$  mit den Segmenten  $n_s$  eingemessenen Winkel zwischen den beiden optischen Achsen  $A_1$  und  $A_2$  und der Schliffformalen mit  $\Omega_1$  und  $\Omega_2$ , die entsprechenden Winkel um  $n_\gamma$  mit  $\Omega'_1$  und  $\Omega'_2$ , so ist  $\Omega_1 + \Omega_2 = 2S_{n_\alpha}$  und  $\Omega'_1 + \Omega'_2 = 2S_{n_\gamma}$ . Zwischen diesen besteht keineswegs die Beziehung  $n_s \sin (\Omega_1 + \Omega_2)/2 = n_\beta \sin V_{n_\alpha}$ , sondern lediglich für den Spezialfall  $\Omega_1 = \Omega_2$ , d. h. die Mittellinie fällt mit der Schliffformalen zusammen. Die Teilwinkel  $\Omega$  müssen für sich nach Gl. (1a) bis (1c) reduziert werden. Die durch Reduktion mit dem durch Probieren schließlich richtig erhaltenen  $n_\beta$  errechneten Teilwinkel  $\psi_1$  und  $\psi_2$  erfüllen dann (1c). Hierfür Gleichungen aufzustellen, die  $n_\beta$  und  $V$  explizit enthalten, ist umständlich. Man kommt einfacher durch versuchsweises Einsetzen von  $n_\beta$  zum Ziel (MOSEBACH 1948).

Tabelle 1 gibt eine Übersicht über die mögliche Fälschung der Ergebnisse, wenn bei schiefe Austritt einer oder beider Mittellinien trotzdem Gl. (3) und (4) zur Berechnung benutzt werden.

Tabelle 1.

Nr.	$n_s$	$n_\beta$	$\Omega_1$	$\Omega_2$	$\eta_1$	$\Omega'_1$	$\Omega'_2$	$\eta_2$	$n_\beta$ nach (4)	$^2 V_{n_\alpha}$ nach (3)	$^2 V_{n_\alpha}$
1	1,64765	1,700	57° 41' 40''	15° 29' 20''	20°	57° 41' 40''	57° 41' 40''	0°	1,7041	70° 23' 20''	70°
2	1,800	1,700	50° 41'	14° 08' 50''	20°	50° 41'	50° 41'	0°	1,6942	69° 26' 10''	70°
3	1,800	1,700	58° 52'	0°	32° 30'	52° 48'	52° 48'	0°	1,5911	63° 20' 40''	65°
4	1,64765	1,6765	43° 24'	49°	~ 2° 30'	35° 36'	56° 12'	~ 10°	1,6775	90° 17'	90° 21'
5	1,7765	1,6765	39° 35' 10''	44° 25' 20''	2° 30'	32° 40' 40''	50° 25' 00''	10°	1,6738	90° 31'	90° 21'
6	1,5765	1,6765	45° 53' 40''	52° 04' 00''	2° 30'	37° 28' 20''	60° 16' 50''	10°	1,6808	90° 05'	90° 21'

Die Größe der Fälschung hängt natürlich ab von der Größe der Winkel  $\eta_1$  und  $\eta_2$ , der Differenz zwischen  $n_\beta$  und  $n_s$  und schließlich der Größe der Achsenwinkel. Ist  $n_s > n_\beta$ , dann wird der schließlich erhaltene Wert  $n_\beta$  heruntergedrückt und umgekehrt. An Nr. 1 in Tabelle 1 sieht man, daß bereits bei  $n_s - n_\beta = 0,05$  und  $\eta = 20^\circ$   $2V_{n_\alpha}$  um  $+23,5$  und  $n_\beta$  um  $+0,004$  falsch werden. Dies kann z. B. bei Pyroxenen und Amphibolen leicht verwirklicht sein und auch innerhalb der Feldspatgruppe eine Rolle spielen, wenn nicht mit Segmenten gemessen wird, deren  $n_s$  sehr nahe  $n_\beta$  der Minerale liegt. Extrem, aber trotzdem denkbar ist Nr. 3.

Voraussetzung für dieses Rechenbeispiel ist allerdings, daß weder Kontaktflüssigkeit noch Objektträger, Deckglas und Glaseinlegeplatte des Drehtisches einen Brechungsquotienten  $< 1,54$  besitzen. Nr. 4 entspricht Nr. 7 in Tabelle 2 und 3. Hier beträgt die Fehlerdifferenz für  $2V_{n_\alpha}$  zwar nur  $4'$  und  $n_\beta$  erscheint um  $+0,001$  zu hoch. Diese Differenzen liegen an der Grenze der Meßgenauigkeit, jedoch sind  $\eta_1$  mit  $2,5^\circ$ ,  $\eta_2$  mit  $10^\circ$  relativ klein und  $n_s - n_\beta$  nur  $0,029$ ! Um einen Überblick über die Differenzen zu erhalten, die bei  $n_s - n_\beta = \pm 0,1$  in diesem Falle sich ergeben würden, sind diese in Nr. 5 und 6 ausgerechnet. Die Fälschung der Resultate ist in keinem Falle zu vernachlässigen. Es ist zu empfehlen, sich bei Austrittsschiefen von  $\eta > 5^\circ$  grundsätzlich nicht der Formeln (3) und (4) zu bedienen und bei  $\eta = 3$  bis  $5^\circ$  jedenfalls die Differenz zwischen  $n_s$  und  $n_\beta$  zu überschlagen. Dafür allerdings gibt (4) einen guten Näherungswert.

Aus den Berechnungsbeispielen folgt, daß das von BEREK (1924, S. 58) vorgeschlagene Reduktionsverfahren nur dann angewendet werden darf, wenn beide optische Achsen einmeßbar sind und die Ebene der optischen Achsen gegen die Schlifffnormale nur wenig geneigt ist. Bei merkbarer Schiefe des Austrittes der Mittellinien müssen die Winkel  $\Omega_1$  und  $\Omega_2$  für sich reduziert und dann erst zu  $2V$  addiert werden. Indirekte Bestimmung des Achsenwinkels durch Einmessung nur einer Achse und der indirekt ermittelten Bisektrix ist, selbst wenn man nicht erhöhte Genauigkeitsansprüche stellt, stets sehr zweifelhaft.

Es sei hier noch auf eine mitunter auftretende Schwierigkeit hingewiesen. Bei Beobachtung in monochromatischem Licht ist es bei eingemessener optischer Symmetrieebene bisweilen zweifelhaft, ob eine in der Diagonalstellung eintretende Dunkelstellung auf dem Austritt einer der beiden optischen Achsen beruht oder ob eine Richtung vorliegt, in welcher

der Gangunterschied einem ganzen Vielfachen von  $\lambda$  entspricht. Die Entscheidung ist leicht. Vor und hinter einem Achsenausstichpunkt kehrt sich bei optisch zweiachsigen Kristallen bei Betätigung von  $A_4$  der relative Charakter der Schwingungsrichtungen um. Was diesseits der Achse Substraktionsstellung war, wird jenseits Additionsstellung und umgekehrt. In einer solchen fraglichen Richtung sieht man in der Nullstellung des eingeschalteten Kompen-

Tabelle 2. Mit dem Drehtisch gewonnene Meßdaten von Olivinen verschiedener Herkunft.

Nr.	Herkunft	$2S_{n_x}$	$2S_{n_y}$	$\Omega_1$	$\Omega_2$	$\Omega'_1$	$\Omega'_2$	$n_\beta$ nach (4)	$n_\beta$ korrig.	$2V_{n_\alpha}$ nach (3)	$2V_{n_\alpha}$ korrig.
1	Mehren . . .	92,0	91,6	37,6	54,4	47,2	44,4	1,673	1,673	90,2	90°09',5
2	Kozakov . . .	92,0	92,2	46,4	45,6	48,6	43,7	1,677	1,677	90,0	89°57'
3	Dreis . . .	93,6	90,2	39,0	54,6	42,0	48,2	1,675	1,674	91,65	91°37'
4	Dreiser Weiher	92,2	91,4	39,8	52,4	43,6	47,8	1,673	1,673	90,4	90°22'
5	Dockweiler . .	93,4	90,6	45,2	48,2	41,6	49,0	1,676	1,676	91,35	91°21'
6	Lanzarote . .	92,2	91,6	41,4	50,8	45,8	45,8	1,675	1,6745	90,3	90°16'
7	Lanzarote . .	92,4	91,8	43,4	49,0	35,6	56,2	1,6775	1,6765	90,3	90°21'
8	Ultental . . .	91,6	93,7	41,8	49,8	46,9	46,9	1,685	1,685	89,0	88°58',5

sators das geschlossene Kompensatorkreuz. Liegt eine optische Achse vor, so öffnet sich beim Neigen um  $A_4$  das Kreuz diesseits und jenseits des Achsenausstiches in zwei senkrecht zueinander liegenden Ebenen, während es sich in der gleichen Ebene öffnet, wenn der Gangunterschied  $\lambda$  oder  $n\lambda$  gleich ist oder die optische Achse einachsiger Kristalle austritt.

Um die Methode zu prüfen, wurden von WEISKIRCHNER (1950) 8 Olivine von verschiedenen Fundpunkten chemisch analysiert und das Ergebnis mit der optischen Bestimmung verglichen. Diese Meßdaten sind in Tabelle 2 vereinigt.  $2V_{n_\alpha}$  und  $n_\beta$  werden sowohl nach (3) und (4) berechnet, als auch unter Berücksichtigung der Austrittsschiefe der Mittellinien. In Anwendung kam stets ein Segmentpaar mit  $n_s = 1,64765$  für Na-Licht, bei Nr. 2  $n_s = 1,649$ .

In Tabelle 3 werden die chemisch bestimmten Gehalte an Fayalit mit den aus  $n_\beta$  optisch nach einem von WEISKIRCHNER aufgestellten Diagramm ermittelten verglichen. Die untersuchten Olivine liegen innerhalb des Bereiches von 10—14 Mol-% Fayalit. Andere Glieder der Mischungsreihe waren uns leider nicht zugänglich. Die Übereinstimmung der Resultate mit einem mittleren Fehler von + 1,5% ist zufriedenstellend und beweist erneut die Brauchbarkeit der Methode.

Olivin von Kozakov (Nr. 2 in Tabellen 2 und 3) zeigt anomale Verhältnisse in bezug auf Doppelbrechung und  $2V$ . Diese werden an anderer Stelle ausführlicher erörtert werden. Indessen erscheint innerhalb der Fehlergrenzen der Fayalitgehalt richtig bestimmt.

Prinzipiell läßt sich die Methode auf alle optisch zweiachsigen Minerale übertragen, wenn die eingangs genannten Bedingungen erfüllt sind.

BURRI (1941) hat eine Methode zur optischen Bestimmung der rhombischen Pyroxene angegeben. Sie beruht auf der Variation der Brechungsquotienten mit dem  $\text{FeSiO}_3$ -Gehalt der rhombischen Pyroxene. Die Bestimmung ersterer erfolgt

Tabelle 3. Fayalitgehalt der Olivine in Mol-%.

Nr.	Chemisch-analytisch bestimmt	Optisch durch $n_\beta$ bestimmt	Differenz
1	9,7	10,2	+ 0,5
2	10,2	12,0	+ 1,8
3	11,2	10,7	— 0,5
4	9,7	10,2	+ 0,5
5	9,1	11,5	+ 2,4
6	10,6	10,9	+ 0,3
7	10,2	11,8	+ 1,6
8	14,0	16,0	+ 2,0

Mittlere Differenz: + 1,5

nach der Immersionsmethode. Da bei höherem  $\text{FeSiO}_3$ -Gehalt diese über den Brechungsquotienten des Methylenjodids steigen, ist mit diesem nur ein  $\text{FeSiO}_3$ -Gehalt bis etwa 73 Mol-% bestimmbar, wenn man nach BURRI sich der kleineren Brechungsquotienten der prismatischen Spaltplättchen bedient. Höhere Brechungsquotienten erfordern einen Zusatz von Schwefel oder Jodoform zum Methylenjodid, was beides, wie bekannt, ein unerfreuliches Arbeiten ist. Hier kann die obige Methode, wenn überhaupt Achsenwinkel um beide Mittellinien einmeßbar sind, diejenige nach BURRI gut ergänzen.

Die Größe der Achsenwinkel rhombischer Pyroxene ist günstig, sie variiert von  $2V_{n_\gamma} = 58^\circ$  mit steigendem  $\text{FeSiO}_3$ -Gehalt über  $90^\circ$  bis  $2V_{n_\alpha} = 51^\circ$  und steigen von diesem Minimum wieder auf  $2V_{n_\alpha} = 81^\circ$  an. BURRI vermutet, daß eisenreichere Glieder als mit 90 Mol-%  $\text{FeSiO}_3$  wieder optisch positiv sind, wenn sie überhaupt auftreten.

Für solche Achsenwinkelgrößen ist die beschriebene Methode günstig, denn auch der stumpfe Winkel der optischen Achse wird im Extremfall bei Verwendung stark brechender Segmente einmeßbar sein. Es ist der Vorteil dieser Bestimmungsweise, daß die Ermittlung des  $\text{FeSiO}_3$ -Gehaltes der rhombischen Pyroxene ebenso wie die des Fayalitgehaltes der Olivine nicht allein auf der  $2V$ -Bestimmung beruht, sondern  $n_\beta$  auch an  $n_s$  abgeglichen wird. Außerdem ist die Methode unabhängig vom Brechungsquotienten von Immersionsflüssigkeiten, die zu bestimmenden  $n_\beta$  können also über  $n = 1,74$  des Methylenjodids ruhig hinausgehen.

#### *Zusammenfassung.*

Eine früher mitgeteilte Bestimmungsmethode des wahren Winkels der optischen Achsen und des mittleren Hauptbrechungsquotienten  $n_\beta$  mit Hilfe von Drehtischmessungen am Dünnschliff wird auf ihre Brauchbarkeit an Mineralien der Olivingruppe praktisch erprobt. Für senkrechten oder nahezu senkrechten Austritt der Mittellinien werden einfache Berechnungsformeln abgeleitet und ihr Anwendungsbereich geprüft. An Olivinen verschiedener Herkunft wird der Fayalitgehalt optisch ermittelt und mit dem Ergebnis der quantitativen chemischen Analyse verglichen.

Die Anwendbarkeit der Methode für ähnliche Bestimmungen an anderen, optisch zweiachsigen Mineralgruppen wird erwogen und in Ergänzung einer Methode von BURRI besonders für rhombische Pyroxene vorgeschlagen.

#### **Literatur.**

BEREK, M.: Mikroskopische Mineralbestimmung mit Hilfe der Universaldrehtischmethoden. Berlin 1924. — BURRI, C.: Zur optischen Bestimmung der orthorhombischen Pyroxene. — Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. Bd. 21 (1941). — MOSEBACH, R.: Über refraktometrische Messungen und Achsenwinkelbestimmungen mit Hilfe des mehrachsigen Drehtisches. Fortschr. Mineral. Kristallogr. Petrogr. Bd. 27 (1948). — POCKELS, F.: Lehrbuch der Kristalloptik. Leipzig u. Berlin 1906. — WEISKIRCHNER, W.: Zur Kenntnis der Olivingruppe. Diss. Tübingen 1950.

Prof. Dr. RUDOLF MOSEBACH, Mineralogisch-Petrographisches Institut, Tübingen,  
Sigwartstr. 10.

## Die Bestimmung des optischen Schwerpunktes von Glühlicht-Filter-Kombinationen.

(Zum Ersatz monochromatischer Lichtquellen in der Polarisationsmikroskopie.)

Von

RUDOLF MOSEBACH.

(Eingegangen am 21. November 1950.)

Für mineralogisch-optische, in erster Linie mikroskopische Untersuchungen ist es oft nützlich, mit monochromatischem Licht zu arbeiten. Vorwiegend solche Methoden, welche sich auf Doppelbrechungsmessungen mit Kompensatoren zurückführen lassen, erlangen dadurch eine relativ hohe Genauigkeit.

Noch 1924 bezeichnet BEREK die Benutzung von Monochromatoren für Drehtischmethoden als kaum in Frage kommend. Inzwischen hat sich die Eignung der Na-Dampfampe erwiesen. Auch Quecksilberlampen in Kombination mit geeigneten Schott-Filtern sind zu nennen. Die Benutzung dieser monochromatischen Lichtquellen ist sehr zu empfehlen, weil sie einerseits genügend stark beleuchten, und andererseits die wirksame Wellenlänge bekannt ist.

Prismenmonochromatoren sind oft zu lichtschwach. Wenn nicht, so haben sie doch mit Glühlicht-Filter-Kombinationen den Nachteil gemeinsam, daß ihre wirksame Wellenlänge nicht ohne weiteres bekannt ist. Dagegen läßt sich bei letzteren stets durch Wahl einer genügend starken Lichtquelle eine ausreichende Strahlungsleistung erzielen.

Die Bestimmung des optischen Schwerpunktes solcher Glühlicht-Filter-Kombinationen ist mikroskopisch auf einfache Weise möglich. In erster Linie sollen in den Kreis der Betrachtung solche Filter gezogen werden, deren spektraler Durchlässigkeitsbereich eng ist, z. B. einige Lifa- und Schott-Filter. Prinzipiell ist die Bestimmungsweise des optischen Schwerpunktes auch für Strahlenfilter mit breitem Durchlässigkeitsbereich möglich, wie an dem Lifa-Filter Nr. 370 grün gezeigt werden wird, jedoch ist seine alleinige Verwendung als quasimonochromatische Lichtquelle für optische Messungen bereits Störungen unterworfen. Die Untersuchungen werden zunächst an den Lifa-Filtern Nr. 215 rot und 391 blau in Verbindung mit 100- bis 200-Watt-Glühlampen oder Bogenlicht durchgeführt. Allgemein können die folgenden Meßmethoden auf jede Lichtquelle ausgedehnt werden, bei der es notwendig ist, innerhalb eines begrenzten Wellenlängenbereichs den optischen Schwerpunkt zu ermitteln.

LANDOLT (1898, S. 360) empfiehlt zur Bestimmung des optischen Schwerpunktes aus verschiedenen Wellenlängen gemischten Lichtes eine 1 mm dicke Quarzplatte, senkrecht  $c$  geschnitten. Die Wellenlänge monochromatischen Lichtes, die dem Drehungswinkel des betreffenden Lichtes entspräche, wird als optischer Schwerpunkt (auch Schwerpunktswellenlänge oder wirksame Wellenlänge) bezeichnet. Dieser ist allein abhängig von der relativen Helligkeitsverteilung im Spektrum der Lichtquelle, falls die drehende Substanz für alle Wellenlängen dieselbe Absorption besitzt. In entsprechender Abänderung gilt dies natürlich auch für das gemischte Restlicht einer Lichtquelle, das ein Strahlenfilter passiert hat. Von der Rotationsdispersion der drehenden Substanz (Quarz), ist der optische Schwerpunkt unabhängig. Lediglich die relative spektrale Helligkeitsverteilung der Lichtquelle und die subtraktive Wirkung des Strahlenfilters sind für diesen maßgebend.

Die Ausnutzung dieses Verfahrens für mineralogisch-mikroskopische Zwecke schlägt H. MEIXNER<sup>1</sup> mit Hilfe einer BIOT-KLEINSCHEN Quarzlampe vor. Die Methode ist behelfsmäßig brauchbar. Um genauere Werte zu erlangen, wird ein anderes Verfahren zugrunde gelegt.

<sup>1</sup> Herr Dozent Dr. H. MEIXNER hatte die Freundlichkeit, dem Verf. Einblick in ein im Druck befindliches Manuskript zu gewähren, wofür ihm auch an dieser Stelle herzlichst gedankt sei.



Der Ermittlung des optischen Schwerpunktes kann auch die Doppelbrechung einer Substanz dienen. Wir definieren dann als solchen diejenige Wellenlänge monochromatischen Lichtes, die bei einer doppelbrechenden Substanz denselben Doppelbrechungseffekt hervorrufen würde, wie das gemischte Licht tatsächlich tut. Zur Bestimmung ist lediglich die Kenntnis der Dispersion der Brechungsquotienten und damit der Doppelbrechung der Substanz notwendig. Entsprechend ist die Schwerpunktswellenlänge lediglich eine Funktion der relativen spektralen Helligkeitsverteilung der Lichtquelle und der subtraktiven Wirkung des Lichtfilters unter den gleichen Voraussetzungen wie oben. Einem Strahlenfilter für sich können wir also keinen konstanten optischen Schwerpunkt zuordnen, lediglich in Verbindung mit der benutzten Lichtquelle.

Für mineralogische Zwecke empfiehlt es sich, den optischen Schwerpunkt mit Drehkompensatoren zu bestimmen. Die durchzuführende Messung besteht praktisch in einer Bestimmung der Kompensatorkonstanten unter Verwendung der betreffenden Glühlicht-Filter-Kombination.

In monochromatischem Licht erscheinen bei einem Drehkompensator über den Drehbereich hin bei gekreuzten Nicols dunkle Streifen, wenn der Gangunterschied  $\Gamma$  gleich  $\lambda$  der verwandten Wellenlänge oder einem ganzen Vielfachen von  $\lambda$  ist, bei parallelen Nicols bei  $\frac{1}{2}\lambda$  bzw.  $\frac{3}{2}\lambda$ ,  $\frac{5}{2}\lambda$  usw. In einem begrenzten Spektralbereich, z. B. Lifa-Filter Nr. 215 rot, erscheinen diese Kompensatorstreifen ebenfalls dunkel. Die Wellenlänge, die der Stellung eines solchen Kompensatorstreifens des Spektralbereiches entspricht, betrachten wir als Schwerpunktswellenlänge ( $\lambda$ ).

Gegeben sei der Einstellwinkel  $i_1$  eines Drehkompensators nach BEREK, bei welchem der erste Streifen bei gekreuzten Nicols im Fadenkreuz liegt, welcher somit dem Gangunterschied  $\Gamma = 1$  ( $\lambda$ ) des betrachteten Spektralbereiches entspricht. Die für Na-Licht bestimmte Kompensatorkonstante sei  $C_{Na}$ , der Einstellwinkel für den ersten Kompensatorstreifen für Na-Licht  $i_2$ . Es bestehen dann die Beziehungen:

Für die unbekannte Schwerpunktswellenlänge ( $\lambda_x$ ) ist

$$\Gamma = 1 (\lambda_x) = \frac{C(\lambda_x)}{(\lambda_x)} f(i_1), \quad (1)$$

für Na-Licht

$$\Gamma = 1 \lambda_{Na} = \frac{C_{Na}}{\lambda_{Na}} f(i_2). \quad (2)$$

Division von (1) durch (2) ergibt

$$\frac{C_{Na}(\lambda_x)}{C(\lambda_x) \lambda_{Na}} \cdot \frac{f(i_2)}{f(i_1)} = 1, \\ (\lambda_x) = \lambda_{Na} \frac{f(i_1)}{f(i_2)} \cdot \frac{C(\lambda_x)}{C_{Na}}. \quad (3)$$

In (3) sind zur Bestimmung von ( $\lambda_x$ ) alle Größen bis auf den Faktor  $C(\lambda_x)/C_{Na}$  bekannt, welcher aber  $\approx 1$  ist. Für einen Annäherungswert von ( $\lambda_x$ ) kann dieser gleich 1 gesetzt werden. Mit ( $\lambda_x$ ) bestimmen wir an Hand der Dis-

persionskurven von  $n_\omega$  und  $n_\epsilon$  des Kalkspats nach DUFET die Größe des Ausdrucks  $n_\omega \left( \frac{1}{n_\epsilon^2} - \frac{1}{n_\omega^2} \right)$ . Für  $n_\omega$  und  $n_\epsilon$  des Na-Lichtes können wir ihn ein für allemal berechnen. Nun bilden wir den Quotienten

$$\frac{n_{\omega(\lambda_x)} \left( \frac{1}{n_{\epsilon}^2}(\lambda_x) - \frac{1}{n_{\omega}^2}(\lambda_x) \right)}{n_{\omega \text{ Na}} \left( \frac{1}{n_{\epsilon}^2}(\text{Na}) - \frac{1}{n_{\omega}^2}(\text{Na}) \right)},$$

welcher gleich dem Verhältnis  $C_{(\lambda_x)}/C_{(\text{Na})}$  ist. Durch Multiplikation von  $(\lambda_x)$  mit diesem Quotienten erhalten wir einen Wert  $(\lambda'_x)$ , welcher der tatsächlichen Schwerpunktswellenlänge auf Bruchteile von  $1 \text{ m}\mu$  nahe kommt. Wenn erforderlich, kann durch Einsetzen der Brechungsquotienten von Kalkspat für  $(\lambda'_x)$  der Quotient abermals und damit auch  $(\lambda'_x)$  zu  $(\lambda''_x)$  verbessert werden.  $(\lambda''_x)$  ist im Rahmen der Meßgenauigkeit mit dem optischen Schwerpunkt  $(\lambda)$  der Glühlicht-Filter-Kombination identisch, und es hat kaum Sinn, eine Schwerpunktswellenlänge genauer als auf  $\pm 1 \text{ m}\mu$  zu berechnen. Die Kompensatorkonstante für  $(\lambda''_x)$  ist aus (3) errechenbar.

Um die Zuverlässigkeit der Beziehungen (1) bis (3) zu prüfen und den Annäherungsgrad kennenzulernen, seien einer Berechnung die (vorläufig unbekannten) optischen Schwerpunkte von  $(\lambda) = 656,3 \text{ m}\mu$  und  $(\lambda) = 486,1 \text{ m}\mu$  zugrunde gelegt.

Licht der (vorläufig unbekannten) Schwerpunktswellenlänge  $656,3 \text{ m}\mu$  erzeuge bei gekreuzten Nicols den ersten Kompensatorstreifen bei  $i_1 = 16,5108^\circ$ .  $\log C$  für Na-Licht sei  $3,9070$ ,  $\log f(i_1) = 8,9143$ ,  $\log f(i_2) = 8,8633$ . In erster Annäherung erhalten wir  $(\lambda_x) = 662,7 \text{ m}\mu$  (theoretisch  $656,3 \text{ m}\mu$ ). Für diese Wellenlänge ist nach DUFET extrapoliert  $n_\omega = 1,65410$ ,  $n_\epsilon = 1,48450$ . Die Verbesserung durch Berücksichtigung des Quotienten ergibt  $(\lambda'_x) = 655,9 \text{ m}\mu$ , eine weitere Korrektur schließlich  $(\lambda''_x) = 656,45 \text{ m}\mu$  und  $\log C_{(\lambda''_x)} = 3,9029$  (theoretisch  $3,9028$ ).

Für blaues Licht der (vorläufig unbekannten) Schwerpunktswellenlänge  $(\lambda_x) = 486,1 \text{ m}\mu$  sei  $i_1 = 13,960^\circ$ ,  $\log C$  für Na-Licht wieder  $3,9070$ ,  $\log f(i_1) = 8,770$ ,  $\log f(i_2) = 8,8633$ . Wir erhalten  $(\lambda_x) = 475,3 \text{ m}\mu$  (theoretisch  $486,1 \text{ m}\mu$ ),  $(\lambda'_x) = 487,4 \text{ m}\mu$  und  $(\lambda''_x) = 485,9 \text{ m}\mu$  und  $\log C_{(\lambda''_x)} = 3,9165$  (theoretisch  $3,9167$ ). Es ist notwendig, die Berechnungen mit viertstelligen  $\log f(i)$ -Tabellen durchzuführen (MOSEBACH 1949 a).

Wir sehen, daß die Genauigkeit der Annäherung für den Bereich, der in der Mikroskopie praktisch in Frage kommt, bei weitem ausreicht. Es ist nun noch zu untersuchen, wie weit das Abbrechen der in eine binomische Reihe entwickelten Kompensatorfunktion und die Nichtberücksichtigung der Dispersion von  $n_\omega$  und  $n_\epsilon$  des Kalkspats bei Berechnung der  $\log f(i)$ -Tabellen auf die Ergebnisse von Einfluß sind.

Die Kompensatorformel nach BEREK (1924) lautet

$$\Gamma = d n_\omega \left( \sqrt{1 - \frac{\sin^2 i}{n_\omega^2}} - \sqrt{1 - \frac{\sin^2 i}{n_\epsilon^2}} \right) \text{ (in } \text{m}\mu \text{ gemessen).}$$

Entwickeln wir die Wurzeln des Ausdrucks nach dem binomischen Satz und fassen die Glieder gleicher Potenzen von  $\sin i$  zusammen, so erhalten wir:

$$\begin{aligned} \Gamma = & \frac{d n_\omega}{2} \left( \frac{1}{n_\epsilon^2} - \frac{1}{n_\omega^2} \right) \sin^2 i \left\{ 1 + \left( \frac{1}{n_\epsilon^2} + \frac{1}{n_\omega^2} \right) \sin^2 i + \frac{1}{8} \left( \frac{1}{n_\epsilon^4} + \frac{1}{n_\epsilon^2 n_\omega^2} + \frac{1}{n_\omega^4} \right) \sin^4 i + \right. \\ & + \frac{5}{64} \left( \frac{1}{n_\epsilon^6} + \frac{1}{n_\epsilon^4 n_\omega^2} + \frac{1}{n_\epsilon^2 n_\omega^4} + \frac{1}{n_\omega^6} \right) \sin^6 i + \\ & \left. + \frac{7}{128} \left( \frac{1}{n_\epsilon^8} + \frac{1}{n_\epsilon^6 n_\omega^2} + \frac{1}{n_\epsilon^4 n_\omega^4} + \frac{1}{n_\epsilon^2 n_\omega^6} + \frac{1}{n_\omega^8} \right) \sin^8 i + \dots \right\}. \end{aligned}$$

BEREK bricht zur Berechnung seiner  $\log f(i)$ -Tafeln die Reihe in der geschweiften Klammer bei dem Gliede mit  $\sin^4 i$  ab. Da die Summe der Klammerglieder bei Einsetzen der von der Lichtart abhängigen Koeffizienten  $n_\omega$  und  $n_e$  sich wenig ändert, kann sie bei der von BERK angenommenen Einstellgenauigkeit des Kompensators von etwa 0,5% als konstant angesehen werden. Die Abhängigkeit des Gangunterschieds von der benutzten Lichtart wird allein durch den vor der Klammer stehenden Ausdruck  $\frac{dn_\omega}{2} \left( \frac{1}{n_e^2} - \frac{1}{n_\omega^2} \right)$  ausgedrückt, der bei Licht einer bestimmten Wellenlänge eine Konstante,  $C_\lambda$ , darstellt. Die Kompensatorformel lautet so:

$$\Gamma = C_\lambda \sin^2 i \{ 1 + A \sin^2 i + B \sin^4 i \},$$

wobei für Na-Licht  $A = 0,2040$  und  $B = 0,0627$ .

An anderer Stelle wurde gezeigt (MOSEBACH 1949 a), daß bei Berücksichtigung einiger Vorsichtsmaßnahmen, namentlich der Bestimmung der Fehlerkurve der Kompensatoren und deren Verwendung bei der Errechnung der Gangunterschiede, eine wesentlich größere Bestimmungsgenauigkeit erzielbar ist. Für diesen Fall muß untersucht werden, ob auch hier noch die Termreihe innerhalb der geschweiften Klammer mit  $\sin^4 i$  abgebrochen und die durch die Dispersion von  $n_\omega$  und  $n_e$  hervorgerufene Verschiedenheit mit der Lichtart vernachlässigt werden darf. Wir berücksichtigen die Reihe bis zum Gliede  $\sin^8 i$  und berechnen die Koeffizienten innerhalb der geschweiften Klammer einmal für rot ( $\lambda = 672,5 \text{ m}\mu$ ) und für blau ( $\lambda = 494,9 \text{ m}\mu$ ). Wir erhalten jeweils:

$$\Gamma_{672,5} = C_{672,5} \cdot \sin^2 i \{ 1 + 0,2049 \sin^2 i + 0,0632 \sin^4 i + 0,0218 \sin^6 i + 0,0080 \sin^8 i + \dots \}$$

und

$$\Gamma_{494,9} = C_{494,9} \cdot \sin^2 i \{ 1 + 0,2026 \sin^2 i + 0,0618 \sin^4 i + 0,0210 \sin^6 i + 0,0075 \sin^8 i + \dots \}.$$

Berechnen wir unter Zugrundelegung von  $\log C_{\text{Na}} = 3,9070$  für Na-Licht und einem Einstellwinkel  $i = 29,376^\circ$  für den Kompensatorstreifen der Ordnung  $3\lambda$  und rot sowie  $i = 30,480^\circ$  für  $\frac{1}{2}\lambda$ , blau nach dem soeben beschriebenen Verfahren die wirksame Wellenlänge ( $\lambda$ ), so erhalten wir für rot ( $\lambda$ ) = 672,9 m $\mu$  [anstatt 672,5 m $\mu$  bei Verwendung der als konstant angenommenen  $\log f(i)$ -Tabellen für Na-Licht nach BERK] und für blau 496,6 m $\mu$  anstatt 496,65 m $\mu$ . Es ist ersichtlich, daß die von BERK als genügend erachtete Annäherung auch für erhöhte Genauigkeitsansprüche ausreicht und wir uns ihrer unbedenklich bedienen dürfen.

Zur praktischen Prüfung des Verfahrens wurde der optische Schwerpunkt einiger Lifa-Filter mit zwei verschiedenen BERK-Kompensatoren verschiedenen Meßbereiches bestimmt. Dabei wurden alle Kompensatorstreifen  $\lambda$  bis  $n\lambda$  und  $\frac{1}{2}\lambda$  bis  $\frac{n}{2}\lambda$  über den gesamten oder einen großen Teil des Meßbereiches eingestellt und ( $\lambda_x$ ) berechnet. Die Ergebnisse sind in den Tabellen 1 und 2 zusammen gestellt. Sie zeigen nicht nur einen sehr geringen Streubereich der Mittelwerte für ein und dieselbe Meßreihe, sondern auch ein Übereinstimmen der Werte, welche mit verschiedenen Kompensatoren gewonnen wurden. Es stehen sich gegenüber ( $\lambda$ ) = 672,5 und 671,9 m $\mu$  für Lifa-Filter Nr. 215 rot und ( $\lambda$ ) = 495,4 und 494,0 m $\mu$  für Lifa-Filter Nr. 391 blau. Lediglich für Nr. 370 grün besteht eine Differenz der sich entsprechenden Werte von 2,6 m $\mu$ , obwohl sich aus den einzelnen Meßreihen eine relative Meßgenauigkeit von  $\pm 0,5 \text{ m}\mu$  ergibt.

Legen wir eine für Na-Licht bestimmte Fehlerkurve des Kompensators zugrunde, so ergibt sich die Möglichkeit, solche auch für die  $\log C_{(\lambda)}$ -Werte der Schwerpunktswellenlängen zu erhalten. Die Tabellen zeigen ferner, daß der Wert für  $\frac{1}{2}\lambda$  stark streut. Dies liegt an der geringen Einstellgenauigkeit des bei diesen Gangunterschieden erscheinenden, verschwommenen, rundlichen Fleckes an Stelle eines Streifens. Daher wurden die in den Tabellen eingeklammerten Werte zur Mittelbildung nicht herangezogen. Es wurde jedoch früher gezeigt, daß dieser

Tabelle 1. Bestimmung des optischen Schwerpunktes ( $\lambda$ ) von 3 Lifa-Filtern mit einem Drehkompensator nach BEREK über  $3\frac{1}{2}$  Ordnungen Na-Licht.

( $\lambda$ ) Schwerpunktswellenlänge in  $m\mu$ ,  $\frac{i_1 - i_2}{2}$  Einstellwinkel des Kompensators.  $K$  Ordnung des benutzten Kompensatorstreifens in  $\lambda$ .

$K$ in $\lambda$	Eichung des Kompensators mit Na-Licht			Lifa-Filter Nr. 215 rot		Lifa-Filter Nr. 370 grün		Lifa-Filter Nr. 391 blau	
	$K_{Na}$ in $m\mu$	$\frac{i_1 - i_2}{2}$	$\log C_{Na}$	$\frac{i_1 - i_2}{2}$	( $\lambda''_x$ )	$\frac{i_1 - i_2}{2}$	( $\lambda''_x$ )	$\frac{i_1 - i_2}{2}$	( $\lambda''_x$ )
$\frac{1}{2}$	294,65	10,967	3,9074	11,706	(662,5)	10,155	(512,2)	9,869	(486,4)
1	589,3	15,515	3,9093	16,679	669,4	14,440	515,7	14,054	491,3
$\frac{3}{2}$	883,95	19,088	3,9076	20,539	671,9	17,763	517,9	17,278	493,0
2	1178,6	22,155	3,9055	23,776	671,1	20,526	516,3	20,035	494,7
$\frac{5}{2}$	1473,25	24,800	3,9068	26,714	673,1	23,019	517,0	22,465	495,7
3	1767,9	27,280	3,9059	29,376	673,9	25,315	518,7	24,688	496,6
$\frac{7}{2}$	2062,55	29,532	3,9063	—	—	27,409	518,7	26,756	496,4
4	—	—	—	—	—	29,384	518,7	28,708	498,5
$\frac{9}{2}$	—	—	—	—	—	—	—	30,480	497,3
Mittel:	3,9070 $\pm 0,0005$			$(\lambda) =$ 671,9 $\pm 0,7$		$(\lambda) =$ 517,6 $\pm 0,5$		$(\lambda) =$ 495,4 $\pm 0,8$	

Tabelle 2. Bestimmung des optischen Schwerpunktes ( $\lambda$ ) von 3 Lifa-Filtern mit einem Drehkompensator nach BEREK über 15 Ordnungen Na-Licht.

$K$ in $\lambda$	Eichung des Kompensators mit Na-Licht			Lifa-Filter Nr. 215 rot		Lifa-Filter Nr. 370 grün		Lifa-Filter Nr. 391 blau	
	$K_{Na}$ in $m\mu$	$\frac{i_1 - i_2}{2}$	$\log C_{Na}$	$\frac{i_1 - i_2}{2}$	( $\lambda''_x$ )	$\frac{i_1 - i_2}{2}$	( $\lambda''_x$ )	$\frac{i_1 - i_2}{2}$	( $\lambda''_x$ )
$\frac{1}{2}$	294,65	6,004	4,4303	6,445	(664,6)	5,534	(502,7)	5,388	(478,8)
1	589,3	8,508	4,4283	9,159	670,0	7,887	(510,5)	7,666	(484,8)
$\frac{3}{2}$	893,95	10,440	4,4272	11,223	669,7	9,703	514,5	9,459	491,1
2	1178,6	12,089	4,4254	12,974	670,0	11,688	512,4	10,975	490,9
$\frac{5}{2}$	1473,25	13,505	4,4267	14,533	671,2	12,565	512,6	12,266	494,2
3	1767,9	14,821	4,4257	15,965	674,0	13,753	514,8	13,429	493,3
$\frac{7}{2}$	2062,55	16,055	4,4239	17,252	673,2	14,875	515,6	14,516	493,3
4	2357,2	17,153	4,4252	18,478	674,8	15,923	516,7	15,580	496,5
$\frac{9}{2}$	2651,85	18,214	4,4248	19,583	672,5	16,902	516,3	16,490	493,9
5	2946,5	19,228	4,4243	20,703	675,2	17,816	515,6	17,428	495,8
$\frac{11}{2}$	3241,15	20,189	4,4240	21,679	671,5	18,685	515,5	18,309	496,7
6	3535,8	21,112	4,4236	22,736	675,7	19,546	515,7	19,079	494,0
Mittel:	4,4254 $\pm 0,0004$			$(\lambda) =$ 672,5 $\pm 0,7$		$(\lambda) =$ 515,0 $\pm 0,5$		$(\lambda) =$ 494,0 $\pm 0,6$	

ungünstige Meßbereich des BEREK-Kompensators vermieden und jede  $\Gamma$ -Messung in den besten Meßbereich verlegt werden kann, sofern nur monochromatisches Licht verwendet wird (MOSEBACH 1949b und c).

Die geringere Genauigkeit der Resultate bei Lifa-Filter Nr. 370 grün beruht auf dem nicht sehr engen, durchgelassenen Spektralbereich. Es ist daher ungünstig, dieses Filter allein zur Erzeugung quasi-monochromatischen Lichtes zu benutzen. Die Kompensatorstreifen erscheinen nicht mehr dunkel, sondern auf der einen Seite grünlich-blau, auf der anderen gelb-braun gesäumt. Dadurch leidet die Sicherheit bei der Einstellung.

Eine vorhandene stärkere Absorption eines in solchem Lichte untersuchten Mineralkornes könnte ihrerseits durch Filterwirkung eine Änderung von ( $\lambda$ ) hervorbringen. Aber dieser Fall wird bei den Mineralen, die praktisch einer Kompensatormessung zugänglich sind, nicht eintreten und kann daher unberücksichtigt bleiben.

Gute Erfahrungen konnten beim Arbeiten mit Glühlicht-Filter-Kombinationen bei Gangunterschiedsbestimmungen, der Ermittlung der relativen, reziproken Dispersion der Doppelbrechung nach EHRLINGHAUS gesammelt werden. Auch eignen sich solche vorzüglich bei Messungen des Winkels der optischen Achsen und deren Dispersion mittels Drehtisch und Drehkonoskop.

Die Ergebnisse der Brechungsquotientenbestimmungen an Kristallen und Flüssigkeiten nach PULFFRICH und ABBE sind bei Verwendung von Filtern nur zum Teil zufriedenstellend, nach der Prismenmethode in allen geprüften Fällen unbrauchbar.

Nach dem gleichen Prinzip sind Schwerpunktswellenlängen natürlich auch mit anderen Drehkompensatoren, z. B. den Kombinationsplatten-Kompensatoren aus Quarz und Kalkspat nach EHRLINGHAUS, bestimmbar.

#### *Zusammenfassung.*

Ein Verfahren zur mikroskopischen Bestimmung des optischen Schwerpunktes von Glühlicht-Filter-Kombinationen mit Hilfe von Drehkompensatoren wird entwickelt und praktisch erprobt. Bei genügend engem spektralen Durchlässigkeitsbereich (z. B. Lifa-Filter Nr. 215 rot und Nr. 391 blau) ist die Bestimmung der Schwerpunktswellenlänge ( $\lambda$ ) bis auf Bruchteile von  $m\mu$  möglich. Das Verfahren kann prinzipiell auf alle Lichtquellen ausgedehnt werden, deren Wellenlängen sich in genügend engen Spektralbereichen halten. Erforderlich ist lediglich die genaue Kenntnis der Kompensatorkonstanten für Na-Licht, welche am besten durch Eichung mit einer Na-Dampflampe bestimmt wird.

#### **Literatur.**

BEREK, M.: Mikroskopische Mineralbestimmung mit Hilfe der Universaldrehtischmethoden. Berlin 1924. — LANDOLT, H.: Das optische Drehungsvermögen organischer Substanzen, und dessen praktische Anwendungen, 2. Aufl. Braunschweig 1898. — MEIXNER, H.: Über die behelfsmäßige Prüfung von Lichtfiltern mittels der BIOT-KLEINSCHEN Quarzplatte im Polarisationsmikroskop. Mikroskopie 5, 292 (1950). — MOSEBACH, R.: Das Messen optischer Gangunterschiede mit Drehkompensatoren. Heidelberg. Beitr. Mineral. u. Petrogr. (1949a). — Ein einfaches Verfahren zur Erhöhung der Meßgenauigkeit kleiner optischer Gangunterschiede. Heidelberg. Beitr. Mineral. u. Petrogr. (1949b). — Eine Differenzmethode zur Erhöhung der Meßgenauigkeit und Erweiterung des Meßbereiches normaler Drehkompensatoren. Heidelberg. Beitr. Mineral. u. Petrogr. (1949c).

Prof. Dr. RUDOLF MOSEBACH, Mineralogisch-Petrographisches Institut, Tübingen, Sigwartstr. 10.



## Die Tufflagen des Rammelsberges bei Goslar.

Von

E. KRAUME und K. JASMUND\*.

Mit 6 Textabbildungen.

(Eingegangen am 8. Januar 1951.)

### Inhaltsübersicht.

	Seite
Einleitung . . . . .	443
I. Makroskopisches Bild . . . . .	445
II. Mikroskopische Untersuchung . . . . .	446
a) Grundmasse . . . . .	446
b) Hauptgemengteile . . . . .	447
c) Nebengemengteile . . . . .	447
III. Röntgenographische Untersuchungen . . . . .	449
a) Methodisches . . . . .	449
b) Untersuchte Proben und Ergebnisse . . . . .	450
IV. Chemische Untersuchung . . . . .	452
V. Schlußfolgerung aus den Untersuchungen . . . . .	453

### Einleitung.

Im Gebiet des Erzbergwerkes Rammelsberg hat zuerst WOLFF<sup>1</sup> Proben von gründlich gefärbten Einlagerungen im Wissenbacher Schiefer gesammelt, die zwei Jahrzehnte später SCHMIDT<sup>2</sup> als Eruptivtuffe ansprach und unter sowie über Tage weiter verfolgte. Er bezeichnete sie vorbehaltlich einer genaueren mikroskopischen Untersuchung als Diabastuffe, die durch Metamorphose in Chloritschiefer umgewandelt seien.

Außer den bereits von SCHMIDT festgestellten Einlagerungen ist während der letzten Zeit sowohl in alten als auch in neuen Aufschlüssen noch eine ganze Reihe von anderen gefunden worden. Wenn auch die Kartierung noch nicht vollständig abgeschlossen ist, so kann doch schon gesagt werden, daß diese sonderbaren Einlagerungen nicht nur im Wissenbacher Schiefer, sondern auch in den älteren Schichten bis zum Unterdevon auftreten. Da ihr Vorkommen also keineswegs etwa auf die untere Folge der Wissenbacher Schiefer beschränkt ist, dürfen Gesteine mit solchen Lagen nicht so ohne weiteres, wie es SCHMIDT getan hat, einem bestimmten Horizont zugerechnet werden. Die Schichten über Tage zwischen Speziosusschichten und Sandbandschiefern südwestlich des Kommunionsteinbruches sind sicherlich entsprechend der alten Ansicht Calceolaschiefer,

\* Dr. K. JASMUND führte im Mineralogischen Institut der Universität Göttingen die röntgenographischen Untersuchungen durch.

<sup>1</sup> WOLFF, L.: Handschriftliche Aufzeichnungen. Goslar um 1910.

<sup>2</sup> SCHMIDT, W. E.: Die Stratigraphie des Unterdevons und des Mitteldevons in der Umgebung des Rammelsberger Lagers. Sitzgsber. preuß. Geol. Landesanst. Bd. 7 (1932) S. 40. — Das Rammelsberger Lager, sein Nebengestein, seine Tektonik und seine Genesis. Z. Berg-, Hütt.- u. Salinenw. Bd. 81 (1933) S. 247.

wodurch sich das von SCHMIDT entworfene Bild über die Tektonik des Rammelsberges nicht unerheblich ändert<sup>1</sup>.

Die Mächtigkeit der Einlagerungen schwankt stark. Während sie bei dem Vorkommen in den erwähnten Schichten am Kommuniionssteinbruch mindestens 3 m beträgt, liegt sie bei allen anderen nur zwischen 0,5 und 0,01 m. Dem äußeren Aussehen nach besteht, worauf noch unten besonders eingegangen wird, zwischen den mächtigeren und sehr dünnen Lagen insofern ein Unterschied, als erstere dunkelgrün, die anderen dagegen nur schwach grünlich bis hellgrau und oft so weich sind, daß man sie mit dem Fingernagel ritzen kann. Bemerkenswert ist, daß die dünnen hellen und talkartigen Lagen trotz der guten Aufschlüsse im Liegenden der Erzlagerstätte hier nirgends, sondern nur im Hangenden festgestellt worden sind.

Fast alle Einlagerungen haben ein dünnes karbonatisches Band. Besonders gut ausgeprägt ist es bei einigen Vorkommen in der Nähe und im Liegenden der Erzlagerstätte, wo es als eine mehrere Zentimeter mächtige, aus dicht gedrängten runden oder linsenförmigen Kalkspatkörnchen bestehende Schicht auftritt, in der sich viele kleine, aber mit dem bloßen Auge noch gut erkennbare Pyritkristalle befinden.

Ob diese Unterschiede in der Beschaffenheit der Einlagerungen für die Klärung der tektonischen Verhältnisse am Rammelsberg von Wichtigkeit sind, bleibt vorläufig noch ungewiß, zumal nicht einmal eindeutig festgestellt wurde, ob die einzelnen Lagen eine weite streichende Erstreckung haben und horizontbeständig sind.

Weiter fortgeschritten und zu einem gewissen Abschluß gebracht ist dagegen die Untersuchung ihrer genauen petrographischen Natur. Diese Arbeit erwies sich wegen der Feinheit der Grundmasse als außerordentlich schwierig. Da man glaubte, aus der Beschaffenheit der Lagen auch Rückschlüsse auf die vielumstrittene Genesis der Erzlagerstätte ziehen zu können, wurden alle nur möglichen, die Arbeit fördernden Wege beschritten, um zum Ziele zu kommen.

Falls es sich wirklich um Tuffe handelt, ist das Bestehen vulkanischer Vorgänge zur Zeit der Sedimentation vom Nebengestein der Erzkörper bewiesen. Da SCHMIDT von der Tuffnatur der Lagen überzeugt war, führte er dieses Argument als Stütze für die Annahme einer syngenetischen Bildung der Erze durch hydrothermale, am Meerboden ausgetretene Lösungen an. Bei der Erörterung dieser Frage wies BERG<sup>2</sup> darauf hin, daß ein Vorhandensein von diabasischen Tuffen die syngenetische Entstehung noch nicht wahrscheinlich mache, da die Elementkombination der Blei-, Zink- und Kupfererze im allgemeinen an saure Intrusivgesteine gebunden sei, und sprach die Vermutung aus, daß der Vulkanismus im stratigraphischen Horizont der Rammelsberger Erzlagerstätte gar nicht diabasisch, sondern keratophyrisch war. Die petrographische Untersuchung der Einlagerung stand ja noch aus. Diese Lücke zu schließen, war die Aufgabe der vorliegenden Arbeit.

<sup>1</sup> KRAUME, E.: Neue Erkenntnisse über das Rammelsberger Erzlager. *Erzmetall* Bd. 4 (1951) S. 45.

<sup>2</sup> BERG: Lagerstättenkundliche Untersuchungen am Rammelsberg bei Goslar. *Z. Berg-, Hütt.- u. Salinenw.* Bd. 81 (1933) S. 459.

### I. Makroskopisches Bild.

Die Farbe der Einlagerungen ist an der Erdoberfläche infolge Verwitterung gelblich, unter Tage bei den mächtigeren im allgemeinen dunkelgrün, bei den

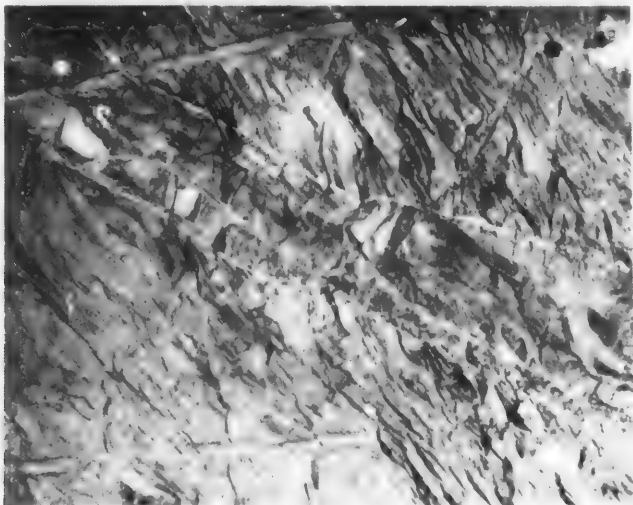


Abb. 1. Tuff auf der 9. Sohle, 52 m nördlich vom Richtschacht (D 104/106), östliche Streckenwange, durchschnittlich 20 cm mächtig, gebankt.

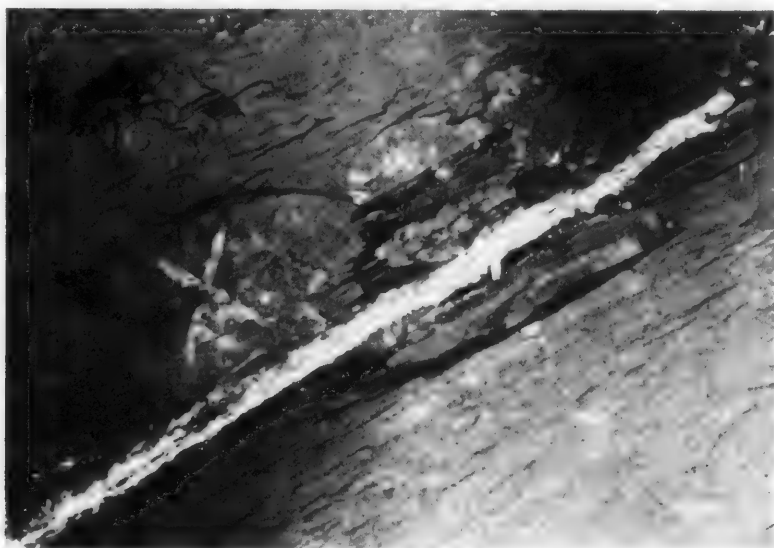


Abb. 2. Tuff auf dem Hangebankstollen, 175 m nördlich vom Richtschacht (D 113), westliche Streckenwange, etwa 6 cm mächtig.

dünnen hellgrün bis hellgrau, verschiedentlich zeigen die einen mal hellere und die anderen mal dunklere Streifen. In tektonisch stark zerdrückten und gestauchten Schieferschichten sind die sonst dunklen Einlagerungen z.B. auf der 9. und 10. Sohle im Liegenden des neuen Lagers weißgrau.

Die Textur ist durchweg feinschiefrig, seltener bankig (Abb. 1 und 2) und die Struktur dicht. Die Härte ist mit Ausnahme der Einlagerung am Steinbruch geringer als beim Schiefer und liegt nach der Moossschen Skala bei den dunklen Einlagerungen zwischen 3,0 und 3,5; bei den hellen zwischen 2,0—3,0, während die Dichte wie beim Schiefer durchschnittlich 2,65 beträgt. An sonstigen Merkmalen ist zu nennen, daß die Einlagerungen auf den Schicht- bzw. Schieferflächen eine seifenartige Glätte haben, und daß feine Splitter von ihnen kanten-durchscheinend sind.

Während die mächtigeren Einlagerungen gegen Verwitterung beständiger sind, nehmen die dünneren schnell Wasser auf und erscheinen in älteren Aufschlüssen als weiche und auffällige helle Lagen, so daß sie im Gegensatz zu den anderen, die unter Tage von den Schiefen oft schwer zu unterscheiden sind, sehr leicht aufgefunden werden können.

## II. Mikroskopische Untersuchung.

### a) Grundmasse.

Die Grundmasse der Einlagerungen ist so feinkörnig, daß sie mit dem Lichtmikroskop nicht einwandfrei identifiziert werden kann. Es war jedoch zu erkennen, daß sie hauptsächlich aus einem schuppenförmigen Mineral aufgebaut wird.

Als besonders feinkörnig stellte sich die Grundmasse der dünnen Einlagerungen heraus, wo die schuppigen Körnchen allerhöchstens  $1\ \mu$  groß werden. Sie sind bei Schnitten parallel zur Schichtung fast farblos, senkrecht dazu blaßgelb und schwach pleochroitisch. Die durchschnittlichen nach der Einbettungsmethode bestimmten Brechungsindizes liegen für  $n_{\alpha'}$  bei 1,568 und für  $n_{\gamma'}$  bei 1,592, woraus eine Doppelbrechung von mindestens 0,024 resultiert. Bei konoskopischer Betrachtung erkennt man an jeder Stelle eines parallel zur Schieferung angefertigten Schliffes ein deutliches zweiachsiges negatives Achsenbild mit einem Achsenwinkel von etwa  $25^\circ$ . Das Gestein erweist sich also als ungewöhnlich gut geregelt<sup>1</sup>. Die Farben der Doppelbrechung sind in Schnitten parallel zur Schieferung schwarz bis grau, im Querbruch bei einer Schliffdicke von  $25\ \mu$  grünlichblau bis grünlichgelb der III. Ordnung, was auf eine Doppelbrechung von rund 0,04 schließen läßt.

Bei den mächtigeren Einlagerungen ist die Grundmasse nicht ganz so feinkörnig. Die langgestreckten Schüppchen sind hier durchschnittlich 3—10  $\mu$  groß. Im Querbruch sieht man eine deutliche Regelung nach der Schieferung: in Schliffen parallel dazu ist die Anordnung der Schüppchen jedoch meistens wirrstrahlig, bündelig oder büschelig. Im konvergenten Licht sind stellenweise ähnliche Erscheinungen, wie oben beschrieben, festzustellen, aber immer nur ganz schwach zu erkennen.

Sonstige bemerkenswerte Unterschiede wurden nicht beobachtet. Die Grundmasse besteht demnach bei allen bisher aufgefundenen Vorkommen hauptsächlich aus ein und demselben schuppenförmigen Mineral. Um welches Mineral es sich

<sup>1</sup> SCHUMANN, H. Ein besonderer Fall von Gefügeregelung. Vortrag, gehalten auf der Tagung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft in Göttingen am 26. Aug. 1950. Fortschr. Mineral., Kristallogr. Petrogr. Bd. 29 (1951) (im Druck).

handelt, läßt sich nur vermuten; nach der Tracht und den optischen Eigenschaften gehört es jedenfalls zu der *Glimmergruppe*.

*b) Hauptgemengteile.*

Als wesentliche Gemengteile sind Quarz und Pyrit zu nennen. Da bald das eine, bald das andere Mineral stärker hervortritt, ist es schwer zu sagen, wem von den beiden der Vorrang gehört. Im allgemeinen dürfte jedoch der Quarz bei weitem überwiegen, zumal er auch am Aufbau der feinkörnigen Grundmasse mit beteiligt ist.

Quarz kommt in Körnchen vor, die über 200  $\mu$  groß sein können und dann meistens gradkantige Umrisse haben. In den dunklen Einlagerungen finden sich solche Körnchen zahlreicher als in den hellen; im Tuff auf der Tagesförderstrecke hinter dem Richtschacht (D 99)<sup>1</sup> sind sie z. B. recht selten. Kleine Splitter von durchschnittlich 30  $\mu$  Größe sind besonders häufig im Tuff über Tage südwestlich des Kommuniionssteinbruches (D 103). Außerdem tritt der Quarz bei allen Vorkommen in feinster Verteilung in der Grundmasse auf.

Die größeren Körnchen zeigen fast immer winzige Einschlüsse, die teils rund, teils nadelförmig sind. Erstere dürften als Flüssigkeitströpfchen anzusprechen sein, während es sich bei den anderen um Rutilkristalle handeln wird, da einzelne von ihnen knieförmige Zwillingsform zeigen.

Pyrit bildet meistens Kügelchen, deren Größe zwischen 200 und 1  $\mu$  schwankt. Die Kügelchen finden sich über die ganze Grundmasse regellos verstreut; wenn sie stellenweise stärker auftreten, dann sind sie oft perlschnurartig aneinander gereiht oder zu Nestern vereint.

Die größeren Kügelchen zeigen bisweilen an der Oberfläche kleine Oktaeder- oder Würfelflächen. Gut ausgebildete Kristalle trifft man nur in den oben erwähnten karbonatischen Bändern an.

Ganz einzeln aufgefundene Ringe aus Pyrit, die einen Durchmesser von höchstens  $\frac{1}{2}$  mm haben und mit einem glimmerähnlichen Mineral ausgefüllt sind, können als verkieste Fossilien angesehen werden. Aller Wahrscheinlichkeit handelt es sich hierbei um quergeschnittene Orthoceren.

Als weiterer wesentlicher Gemengteil kommt bei einigen Einlagerungen, worauf noch später eingegangen wird, *Muskovit* in Frage.

*c) Nebengemengteile.*

Kalkspat findet man außer in den karbonatischen Bändern selten. Wenn er auftritt, bildet er kleine rhomboedrische, höchstens 50  $\mu$  große Kristalle. Die verhältnismäßig großen Kristalle in den karbonatischen Bändern der Einlagerung im Hängebankstollen (D 107) und auf der 10. Sohle im Schachtquerschlag (D 101) zeigen Zwillingslamellen, die durchweg stark verbogen sind.

*Muskovit* tritt in Einzelkristallen und kleinen schuppenförmig zusammengesetzten Aggregaten auf, die im allgemeinen nur vereinzelt und regellos über die dichte Grundmasse verteilt angetroffen werden. Es gibt auch größere kugelige Bildungen von reinem *Muskovit*, die einen Durchmesser von mehr als 1 mm haben können. In diesen Kügelchen findet man die Einzelkristalle zu wurmförmig gewundenen Säulchen aufeinandergepackt. Solche *Muskovit*kügelchen

<sup>1</sup> Nummern der Gesteinsproben in der Sammlung der Unterharzer Berg- und Hüttenwerke, Goslar.



kommen in den dünnen Einlagerungen äußerst selten, in den mächtigeren dagegen in geringer Menge fast immer vor. Besonders zahlreich sind diese Gebilde aber in den Einlagerungen am Rammelsbergschacht über Tage (D 108) und im Hängebankstollen (D 107), die dadurch, daß die kugeligen Muskovitgebilde eine wesentlich hellere Farbe haben, ein fleckiges Aussehen erhalten. Muskovit ist bei diesen Lagen also wesentlicher Bestandteil.

Als interessante Erscheinung sind ferner noch die Muskovithöfe um größere Quarz- und Pyritkörner zu nennen. Die Schüppchen liegen entweder kranzförmig um die Körner herum oder schmiegen sich stromlinienartig an diese an.

Eine weit untergeordnetere Bedeutung kommt dem *Biotit* zu. Im allgemeinen trifft man Einzelkristalle an, wobei zwei Größen zu unterscheiden sind; einmal kleine, höchstens  $10\ \mu$  große Kriställchen mit hexagonalen Umrissen und dann Schuppen, die bis zu  $\frac{1}{2}$  mm groß sein können. Letztere zeigen im Gegensatz zu den kleinen fast immer Einschlüsse. Am häufigsten sieht man das sagenitische Rutilgewebe und nur selten Apatitkristalle. Einige der größeren Biotitkristalle sind teilweise in die dichte Grundmasse umgewandelt.

*Chlorit* kommt nur selten und dann in einzelnen, höchstens  $20\ \mu$  großen Schüppchen vor. Da er blaue Interferenzfarben zeigt, darf man annehmen, daß es sich um Pennin handelt.

*Anatas* tritt in sehr schön ausgebildeten, bipyramidalen Kristallen auf. Die Kristalle haben höchstens eine Größe von  $10\ \mu$  und sind meistens zu Nestern vereint. Besonders häufig ist das nesterweise Auftreten in der Einlagerung auf der Tagesförderstrecke vor dem Richtschacht (D 88).

*Brauneisen* findet man selten als Häutchen um Pyritkörnern und in kleinen runden Körnchen.

Ebenso selten ist im allgemeinen das Auftreten von *Hämatit*, der in kleinen, höchstens  $3\ \mu$  großen, runden Körnchen auftritt. Nur in der Einlagerung über Tage am Steinbruch (D 103) sind solche Körnchen auffallend häufig vertreten; sie liegen verstreut in der Grundmasse oder in Streifen angeordnet bzw. zu Nestern zusammengeschlossen.

Weiter sind an seltenen Mineralen der Grundmasse zu nennen:

*Zirkon* als kleine stumpfpyramidale Kristalle und gelegentlich mit Biotit zusammen.

*Rutil* in feinen Nadelchen, die bisweilen knieförmige Zwillingform zeigen.

*Turmalin* in kleinen gedrungenen Säulchen mit gelbgrünen bis bläulichen pleochroitischen Farben.

*Apatit* in kleinen, oft zerbrochenen langprismatischen Kristallen.

*Zinkblende* in kleinen gelblichbraunen Körnchen mit tetraedrischen Umrissen in Gesellschaft mit Pyrit.

Feldspat wurde nicht festgestellt. Gewisse, durchschnittlich  $\frac{1}{2}$  mm große Flecken mit prismatischen oder rhombischen, zum Teil linsig verzerrten Umrissen scheinen *Pseudomorphosen nach Feldspat* zu sein. Die Flecken bestehen aus einem feinkörnigen Gemenge von Glimmer, Quarz, Kalkspat und Pyrit.

Die mächtigeren Einlagerungen zeigen an wulstförmig verbogenen Stellen meist viele sehr dünne Streckungsrisse, die bisweilen mit Kalkspat und Chlorit, meistens aber mit Muskovit ausgefüllt sind. Der Kalkspat wird von den Rändern aus durch Muskovit ersetzt (D 88). Äußerst selten tritt in diesen Rissen stenglich

struierter Quarz auf, der eine junge Bildung sein muß, da die Kristalle einheitliche Auslöschung zeigen. Bei den dünnen Einlagerungen wurden keine Streckungsrisse festgestellt.

Gegenüber den benachbarten Schiefen zeichnen sich die Einlagerungen dadurch besonders aus, daß sie keine kohlige Substanz aufweisen, die beim Schiefer die Schichtung andeutet. Vermutlich durch das Fehlen der kohligen Substanz sind die Gesteine der Einlagerung kantendurchscheinend. Die eigentliche Grundmasse des Schiefers ist ebenfalls sehr feinkörnig und dürfte auch zur Hauptsache aus einem Mineral der Glimmergruppe zusammengesetzt sein. Gewisse Unterschiede bestehen darin, daß im Schiefer Kalkspat viel reichlicher vorhanden ist und kleine linsenförmige Körnchen bildet, um die sich die kohligen Streifen herumlegen. Biotit tritt nur selten in kleinen, zum Teil umgewandelten Schüppchen, aber kaum in größeren Kristallen auf. Auch größere Quarzkörner fehlen, wogegen kleine reichlicher vorhanden sind. Merkwürdigerweise sind im Schiefer noch kleine Splitter von Feldspat vorhanden, der im Tuff nicht festgestellt wurde.

### III. Röntgenographische Untersuchungen.

Da die Grundmasse der Einlagerung wegen ihrer außerordentlichen Feinheit durch mikroskopische Untersuchung nicht einwandfrei identifiziert werden konnte, lag es nahe, hierfür die Röntgenanalyse heranzuziehen. Grundsätzlich gibt es hierfür zwei Möglichkeiten und zwar einmal die gewöhnliche Debye-Scherrer-Aufnahme und wegen des hohen Anteils von Blättchenmineralen die Texturaufnahme; d. h. eine solche mit orientierten Kristallen. Beide Verfahren gelangten zur Anwendung.

#### a) Methodisches.

Mit Hilfe der Debye-Scherrer-Aufnahme sollte die ungefähre Zusammensetzung der Grundmasse des Gesteins ermittelt werden. Hierfür kann man im allgemeinen nur angeben, welcher Bestandteil vorherrschend ist und wie ganz grob das Verhältnis der anderen nachgewiesenen Komponenten zu dieser Hauptkomponente ist. Die Abschätzung wird besonders schwierig, wenn die einzelnen Minerale niedrig symmetrisch sind und somit viele Linien geben. Eine große Anzahl davon wird sich vor allem dann überdecken, wenn es sich um Mineralien mit ähnlichem Gitterbau, also z. B. um Tonmineralien, Glimmer, Chlorite usw. handelt. Eine einwandfreie Unterscheidung zwischen Chlorit und Kaolinit ist z. B. nur dadurch möglich, daß man die Probe auf etwa 540° C erhitzt. Durch diese Wärmebehandlung wird das Kaolinitgitter zerstört, während das Chloritgitter unbeeinflusst bleibt.

Die Aufnahmen wurden in einer Pulverkamera mit einem Durchmesser von 57,3 mm ausgeführt. Die im Achatmörser zerpulverte Gesteinsprobe wurde in dünnwandige Glaskapillaren mit einem Durchmesser von etwa 0,3 mm eingefüllt und dann in den Strahlengang gebracht. Die Belichtungszeit betrug bei Benutzung von Agfa-Lauefilmen und 10 mA Röhrenbelastung etwa 6 Std.

Schon die Pulveraufnahmen zeigten, daß der Gehalt der Proben an blättchenförmigen Mineralen recht erheblich ist, in vielen Fällen sogar über die Hälfte ausmacht. Aus diesem Grunde erschien es lohnend, auch Texturaufnahmen von dem Material zu machen. Diese Aufnahmetechnik beruht auf folgendem Prinzip<sup>1</sup>: Wenn blättchenförmige Teilchen auf eine ebene Unterlage sedimentieren, so ordnen sie sich bei ungestörten Ablagerungsbedingungen parallel am Boden.

<sup>1</sup> JASMUND, K.: Texturaufnahmen von blättchenförmigen Mineralen submikroskopischer Größenordnung in einer Debye-Scherrer-Kamera. Neues Jb. Mineral., Monatsh. (1950) S. 63.

Läßt man auf diese Aggregate von orientierten Teilchen ein Röntgenlichtbündel unter geeigneten Winkeln einfallen, so werden praktisch alle Netzebenen mit demselben Abstand ( $d$ -Wert) senkrecht zur Blättchenebene gleichzeitig in Reflexionsstellung sein. Die Empfindlichkeit des Nachweises ist also größer als bei Pulveraufnahmen. Gerade diese Basisabstände der Netzebenen sind aber für die Blättchenminerale charakteristisch. Man kann also durch die von ihnen erzeugten Basisreflexe leichter eine Unterscheidung herbeiführen. Eine Mengenabschätzung ist auch hier nicht ganz einfach, weil dazwischen liegende isometrische Teilchen, wie z. B. Quarz, die parallele Lagerung und damit die Intensitätsverhältnisse dieser Linien auf dem Film stören.

Für diese Aufnahmen wurden die Gesteinsproben ebenfalls möglichst fein im Achatmörser zerrieben und einige Milligramm des Pulvers in 0,01 n  $\text{NH}_4$ -Wasser suspendiert. Sobald alle Teilchen mit einem Durchmesser von über  $15\ \mu$  sedimentiert sind, gießt man die Suspension zur vollständigen Sedimentation des dispergierten Materials in ein zylindrisches Gefäß, welches aus einem etwa 20 mm langen und etwa 15 mm weiten Glasrohr mit einem mikroskopischen Objektträger als Boden besteht. Die überstehende nicht mehr trübe Flüssigkeit wird vorsichtig abgehebert und der Bodensatz an der Luft getrocknet. Aus der mit Zaponlack hinreichend verfestigten Haut wird ein etwa  $3 \times 4$  mm großes Stückchen als Präparat herausgeschnitten und mit Glyzerin auf ein dünnwandiges Glasröhrchen geklebt. Letzteres hat etwa einen Durchmesser von 4 mm und paßt genau auf ein zweites Glasröhrchen, welches soweit exzentrisch auf der Achse einer Debye-Scherrer-Kamera befestigt ist, daß das auf den Durchmesser von 4 mm gekrümmte Präparat vom Röntgenlichtbündel im Kameramittelpunkt gestreift und auch von ihm unter verschiedenen Winkeln geschnitten wird. Ohne das Präparat zu drehen, bildet nämlich das Bündel mit dem Häutchen alle für die Basisreflexe nötigen Winkel. Zum Nachweis von Kaolinit neben Chlorit wurde das Präparat für eine weitere Aufnahme mit dem Glasröhrchen in einem elektrischen Ofen auf etwa  $540^\circ\text{C}$  erhitzt.

Es wurde eine mit Schlitzblenden versehene Kamera von 116 mm Durchmesser benutzt. Unter Ausnutzung eines strichförmigen, parallel zum Schlitz liegenden Röhrenfokus betrug die Belichtungszeit bei diesen Aufnahmen etwa 4 Std bei Belastung der Cu-Röhre mit 20 mA. Um einen besseren Vergleich der Intensitäts- und damit der ungefähren Mengenverhältnisse der Mineralien in der Probe zu ermöglichen, wurden die charakteristischen Basislinien photometriert (Abb. 1—4).

#### *b) Untersuchte Proben und Ergebnisse.*

Da von den vielen Einlagerungen nur einige untersucht werden konnten, beschränkten wir uns darauf, von den dünnen und weichen Lagen das Vorkommen in der Tagesförderstrecke hinter dem Richtschacht (D 99) und von mächtigeren das Vorkommen am Kommuniionssteinbruch (D 103) sowie in der 9. Sohle (D 105) röntgenographisch zu analysieren. Außerdem wurde eine Probe von normalem Wissenbacher Schiefer (N 920) in die Untersuchung mit einbezogen.

Für die Probenahme wurden nur frische Stellen am Handstück verwendet, die keine Verwitterungsrinde, Harnische usw. aufwiesen. Die Debye-Scherrer-Aufnahmen ergaben, daß als Hauptbestandteil der Einlagerungen ein Glimmer auftritt. In untergeordneter Menge kann Quarz und auch Kalkspat nachgewiesen werden. Im Schiefer halten sich Quarz und Glimmer etwa die Waage, daneben tritt in etwas geringerer Menge Chlorit und Kaolinit auf. Eine weitere Unterscheidung kann nach dieser Methode nicht durchgeführt werden.

Etwas mehr Klarheit brachten die entsprechenden Texturaufnahmen. Für die Beurteilung dieser Ergebnisse ist allerdings zu bedenken, daß nicht der ganze Mineralbestand geprüft wurde. Durch das Abschlämmen des feineren Anteils, in welchem sich natürlich die Blättchenminerale anreichern, wird eine gewisse Sortierung erreicht. Weil aber alle Proben gleich vorbehandelt sind, wird man auf Grund von unterschiedlichen Röntgendiagrammen auch auf einen Unterschied in der tatsächlichen Mineralzusammensetzung schließen können.

Die Einlagerung der Tagesförderstrecke (D 99) enthält an nachweisbaren, blättchenförmigen Mineralen nur Glimmer (Abb. 3), an nichtblättchenförmigen als nächst häufiges Mineral Quarz. In dem Vorkommen am Steinbruch (D 103) kann außer Glimmer auch Chlorit und in untergeordneter Menge Kaolinit bestimmt werden. Der Quarzgehalt ist verhältnismäßig hoch. Das Photogramm sowohl des ursprünglichen als auch des bei 540° erhitzten Präparates ist in Abb. 4a u. b dargestellt. Man erkennt außer einer Abnahme des Glimmeranteils, daß der Chlorit- und vor allem der Kaolinitgehalt sehr gering ist. In der Einlagerung auf der 9. Sohle (D 105) tritt der Chloritgehalt etwas

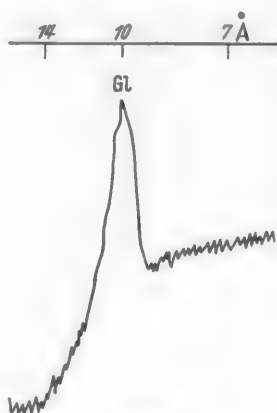


Abb. 3.

Abb. 3—6. Photogramme des für die Basisreflexe von Chlorit, Glimmer und Kaolinit charakteristischen Filmausschnitts der Texturaufnahme (Abszisse: Glanzwinkel bzw. Netzebenenabstand in Å; Ordinate: Linienschwärzung bzw. Intensität). Die Photogramme der Abb. 3, 4a, 5a und 6a wurden von den Röntgenaufnahmen der abgeschlammten Substanz erhalten, diejenigen der Abb. 4b, 5b und 6b nach Zerstörung des Kaolinit durch Erhitzen desselben Präparats auf 540 °C. Die Höhe des Maximums für die Glimmerlinie wurde in beiden Fällen a und b gleich gehalten. Die Abkürzungen bedeuten: Cl Chlorit, Gl Glimmer, K Kaolinit.

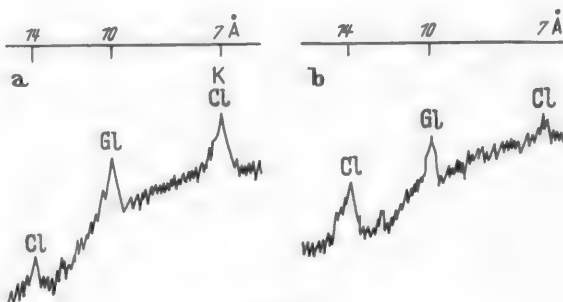


Abb. 4.

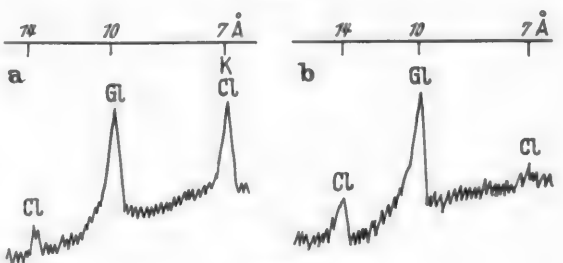


Abb. 5.

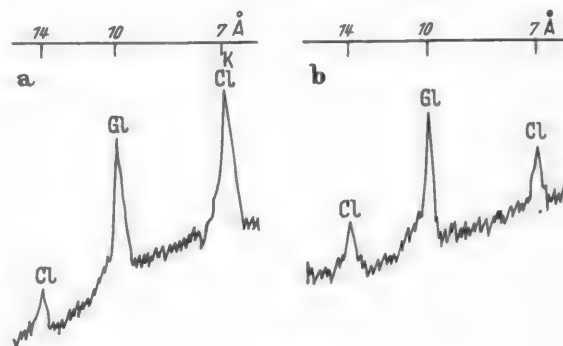


Abb. 6.

hinter dem stärkeren Kaolinitanteil zurück. An Hand des Photogramms der Abb. 5a und b ist ein Vergleich mit der vorherigen Probe möglich.

Die Zusammensetzung der Grundmasse des normalen Wissenbacher Schiefers (N 920) weicht nicht erheblich von der der Einlagerung ab (Abb. 6a und b). Der Schiefer enthält an blättchenförmigen Mineralen vorherrschend Glimmer, in etwa gleichem Abstand folgen Chlorit und Kaolinit. Sein Quarzgehalt dürfte wesentlich höher als bei den Einlagerungen (D 99 und D 105) sein.

Durch die Röntgenanalyse wurde die Ansicht, zu der man auf Grund der optischen Untersuchung gekommen war, bestätigt, daß in erster Linie ein Glimmermineral an der Zusammensetzung der Grundmasse der Einlagerung beteiligt ist. Die Art dieses Glimmerminerals läßt sich durch die Röntgenanalyse nicht bestimmen. Daneben wurde festgestellt, daß wenigstens bei den mächtigeren Vorkommen auch Kaolinit auftritt, der mit dem Lichtmikroskop nicht erkannt wurde. Wesentliche Unterschiede gegenüber dem Schiefer ergaben sich abgesehen vom geringeren Quarzgehalt nicht; lediglich bei der Einlagerung am Steinbruch war ein verhältnismäßig hoher Quarzgehalt mit abnehmender Korngröße nachweisbar.

#### IV. Chemische Untersuchung.

Typische Vertreter der dünnen und mächtigeren Einlagerungen wurden im Zentrallaboratorium der Unterhauer Berg- und Hüttenwerke auf ihre chemische Zusammensetzung untersucht. Die Analysenwerte sind in der folgenden Tabelle angegeben.

Tabelle 1. Chemische Analysen von Einlagerungen und Schiefen.

	Dünne	Mächtigere			Schiefer	
	Richtschacht D 99	Einlagerungen			Großer Durchschnitt Wissenbacher Schiefer	Hangendes von D 99
		Bergeschachtstrecke D 100	9. Sohle D 104 6	Ubertagesteinbruch D 103		
SiO <sub>2</sub> . . . . .	49,2	50,6	48,5	70,3	50,1	40,2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	30,5	28,9	27,7	17,8	18,0	9,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,9	3,9	2,4	1,0	1,0	.
FeO . . . . .	0,5	1,7	1,2	1,8	4,7	.
MnO . . . . .	0,01	0,01	.	.	0,2	1,2
CaO . . . . .	0,4	0,4	0,4	0,2	4,4	11,8
MgO . . . . .	1,1	1,6	1,1	0,6	3,3	2,4
BaO . . . . .	Sp.	Sp.	0,1	0,1	0,2	0,3
Zn . . . . .	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	0,1	.
Cu . . . . .	0,03	0,07	.	.	0,02	0,02
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,9	0,5	.	.	1,5	0,6
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,1	0,1	.	.	0,1	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	—	—	.	—	—	Sp.
Na <sub>2</sub> O . . . . .	1,6	0,7	0,8	0,7	0,5	0,3
K <sub>2</sub> O . . . . .	5,1	4,8	6,8	1,9	1,2	0,9
CO <sub>2</sub> . . . . .	0,4	0,5	0,8	0,6	7,0	16,3
S . . . . .	0,3	0,3	.	.	0,8	.
Kohlige Substanz	.	.	.	.	1,8	.
H <sub>2</sub> O . . . . .	6,3	5,2	4,7	2,4	4,8	.

— bedeutet nicht vorhanden; . nicht bestimmt.



Wie aus den Analysen ersichtlich, besteht in der chemischen Zusammensetzung der Einlagerungen und der sie umgebenden Schiefer ein bedeutender Unterschied. Der Gehalt an Tonerde liegt bei den erstgenannten erheblich höher. Eine Ausnahme bildet nur die Einlagerung am Steinbruch (D 103). Beachtenswert ist ferner, daß die Einlagerungen weniger Magnesium, Kalzium und Eisen, aber verhältnismäßig viel Natrium und Kalium enthalten.

Der Unterschied in der chemischen Beschaffenheit zwischen den Einlagerungen und ihrem Nebengestein tritt besonders deutlich bei der dünnen Lage in der Tagesförderstrecke hinter dem Richtschacht (D 99) hervor, die in dunkelgrauen, wahrscheinlich dem Calceolahorizont angehörenden Schiefen vorkommt. Die Nebengesteinsprobe, die chemisch analysiert wurde, entstammt dem unmittelbaren Hangenden der Lage. Der hohe Karbonatgehalt ist auf kalkige Fossilreste, in erster Linie auf Crinoidenstielglieder zurückzuführen, die in der Lage selbst vollkommen fehlen, im Liegenden aber wieder vorhanden sind.

#### V. Schlußfolgerung aus den Untersuchungen.

Die Einlagerungen sind nicht, wie SCHMIDT glaubte annehmen zu dürfen, Chloritschiefer, sondern vielmehr Glimmerschiefer; sie haben wie die Schiefer eine so starke Metamorphose erlitten, daß die Frage, aus welchen Bestandteilen sie bei ihrer Bildung zusammengesetzt waren, schwer zu beantworten ist. Als primäre Bestandteile können einmal die größeren Quarz- und Biotitkörner mit Kristalleinschlüssen, dann die Rutil- und Apatitkristalle, die jetzt verstreut in der Grundmasse liegen, aber früher Einschlüsse von Biotit waren, angesehen werden. Schließlich sind vermutlich noch Turmalin und Zirkon zu diesen zu rechnen. Die Pyritkugeln stellen eine frühe Bildung dar, während alle übrigen Mineralien erst durch Diagenese und Metamorphose entstanden sind. Es bildete sich die dichte Grundmasse, an dessen Aufbau neben Glimmer auch Quarz und untergeordnet Kaolinit beteiligt sind. Die Natur des Glimmerminerals war weder lichtoptisch noch röntgenanalytisch festzustellen, jedoch kann man aus der chemischen Untersuchung schließen, daß es sich in der Hauptsache um einen farblosen Glimmer handelt. Das Ausgangsmineral dürfte also Kalifeldspat sein, der durch Serizitisierung und Kaolinisierung umgewandelt wurde. Die Einregelung der feinen Glimmerschüppchen erfolgte bei der Faltung, während sich die isophasische Umkristallisation des feinkörnigen Glimmers in größere Muskovitkristalle und kugelige Körnchen etwas später aber sicher bald danach abgespielt hat. Chlorit entstand im wesentlichen aus Biotit und Anatas, im wesentlichen aus der ursprünglichen Rutilschubstanz. Brauneisen und Hämatit, die in größeren Mengen nur in den Gesteinen über Tage auftreten, werden sich durch Oxydation von Pyrit gebildet haben. Faßt man die bei den Untersuchungen gewonnenen Erkenntnisse zusammen, so kommt man zu dem Schluß, daß ursprünglich ein Gemenge von Kalifeldspat, Quarz und Biotit vorlag.

Die Einlagerungen sind, worüber keine Zweifel bestehen können, sedimentäre Bildungen. Im Verlauf einer normalen Sedimentation durch Einspülen eines anders gearteten Materials können sie kaum entstanden sein, da einige dünne Lagen in knapp 1 m Abstand aufeinanderfolgen. Dagegen spricht auch, daß die Grenzen zum Nebengestein zumeist sehr scharf sind. Die sonderbaren Lagen werden durch außergewöhnliche, ganz plötzlich eingetretene und schnell wieder

abgeklungene Ereignisse entstanden sein, wobei eigentlich nur vulkanische Auswurfmassen, und zwar Aschenregen in Frage kommen.

Die Annahme, daß es sich bei diesen sonderbaren Einlagerungen um Tuffe handelt, hat durch Ergebnisse der Untersuchung eine starke Stütze erhalten. Gewisse Zweifel kann man nur bei der Einlagerung am Kommuniionssteinbruch hegen, da sie nicht die größeren Biotitkörner enthält und auch nicht die für die Tuffe charakteristischen und beachtenswerten Gehalte an Kalium zeigt. Es dürfte sich bei diesen Schichten eher um eine an Quarz reichere Fazies innerhalb der sonst kalkreicheren Calceolaschiefer handeln.

Zum Schluß sei noch die Frage beantwortet, welches die Natur der Tuffe ist. Keineswegs kann es sich um diabasische handeln, weil schon allein die geringen Gehalte an Erdalkalien und Eisen sowie die verhältnismäßig hohen Gehalte an Alkalien dagegen sprechen. Vielmehr hat man es, wie bereits BERG<sup>1</sup> vermutete, mit *keratophyrischen* Tuffen zu tun.

<sup>1</sup> BERG: Lagerstättenkundliche Untersuchungen am Rammelsberg bei Goslar. Z. Berg-, Hütt.- u. Salinenw. Bd. 81 (1933) S. 459.

Dr. Ing. E. KRAUME, Goslar.  
Dr. phil. K. JASMUND, Göttingen, Lotzestr. 16/18.

## Über den Mineralbestand und die Entstehung einiger sedimentärer Eisenerze des Lias- $\gamma$ .

Von

HERMANN HARDER.

Mit 9 Textabbildungen.

(Eingegangen am 8. Januar 1951.)

Inhaltsübersicht.	Seite
Geologische Beschreibung und Problemstellung. . . . .	455
A. Beschreibung . . . . .	456
I. Mikroskopische Beschreibung der Minerale . . . . .	456
a) Eisensilikate S. 456. — b) Quarz S. 457. — c) Siderit S. 457. — d) Calcit S. 459. — e) Hämatit S. 459. — f) Nadeleisenerz S. 459. — g) Pyrit S. 460. — h) Gips S. 460.	
II. Chemische und spektralanalytische Untersuchungen . . . . .	460
a) Methodisches S. 460. — b) Analytische Ergebnisse S. 460. — 1. Chamositerze S. 460. — 2. Hämatiterze S. 463. — 3. Nadeleisenerze S. 465.	
III. Ergebnisse der Röntgenuntersuchungen . . . . .	466
a) Chamosit S. 466. — b) Verwitterter Chamosit S. 467. — c) Röntgenuntersuchung der übrigen Minerale S. 467.	
B. Deutung . . . . .	468
I. Sedimentation . . . . .	468
a) Raum S. 468. — b) Transport der Eisensole S. 468. — c) Absatz S. 470.	
II. Diagenese . . . . .	470
a) Erste Phase S. 470. — b) Zweite Phase S. 471. — c) Verwitterung S. 474.	
Zusammenfassung . . . . .	474
Literatur . . . . .	475

Die in dieser Arbeit untersuchten Lagerstätten Holtensen, Echte und Markoldendorf befinden sich nördlich Göttingen, zwischen Solling und Harz. — Die Erze sind nicht als hochwertig zu bezeichnen, dafür aber basisch und zum Teil selbsttreibend ( $\text{CaO}$  und  $\text{SiO}_2$ -Gangart). Die Durchschnittszusammensetzung der geförderten Erze (Industrieanalysen) sind für die Grube Dögerode bei Echte 26% Fe, 13%  $\text{SiO}_2$  und 17%  $\text{CaO}$ . Während die Gehalte des Tagesabbaues Holtensen (32% Fe, 20%  $\text{SiO}_2$ , 4%  $\text{CaO}$ ) meist deutlich höher sind, zeigt die Lagerstätte Markoldendorf im Durchschnitt nur sehr geringe Eisengehalte (22% Fe, 20%  $\text{SiO}_2$  und 16%  $\text{CaO}$ ). Im folgenden sollen zunächst die Lagerstätten zusammenfassend kurz geologisch beschrieben werden.

### Geologische Beschreibung und Problemstellung.

Alle 3 Lagerstätten sind im Lias- $\gamma$  (*Uptoceras jamesoni* = *Dumortieria jamesoni*) gebildet worden. Das Liegende bilden die Raricostatentone des Lias- $\beta$ . Der Übergang zum Lager ist sehr scharf und wird in Holtensen sowie in Markoldendorf durch einen Geodenhorizont gebildet. — Das Hangende ist nur noch in der Grube Echte vorhanden und besteht aus den festen mergeligen Kalken der Capricornumergel, die noch zum Lias- $\gamma$  zählen. Auch hier ist der Übergang zu den Erzen ziemlich scharf. Die Erze selbst sind verschieden ausgebildet.

In den Tagesabbauen von Holtensen und Markoldendorf bestehen die meisten Erze aus braunem Nadeleisenerz. In den Untertagesaufschlüssen der Grube Dögerode bei Echte hingegen findet man diese braunen Schichten nicht, sondern man beobachtet einen deutlichen Wechsel von roten und grünen Schichten. Die grünen Chamositerze bestehen in der Hauptsache aus Chamosit, Siderit, Calcit und wenig Quarz. Die roten Hämatiterze bestehen aus Hämatit und Calcit neben geringen Mengen Chamosit, Siderit und Quarz. Also Erze, die einerseits ihr Eisen zum großen Teil im dreiwertigen und zum anderen im zweiwertigen Oxydationszustand enthalten. (Profil auf S. 456 im Lager Echte zeigt recht klar diesen Wechsel.) Diese Tatsache war eines der Probleme, welche Herrn Professor C. W. CORRENS veranlaßte, mich mit der Untersuchung der Erze zu beauftragen, um die Bildungsbedingungen dieser Sedimente zu klären.

Mächtigkeitsverteilung und Ausbildung der Erze im Osten des Lagers Echte.

Profil 500 m westlich vom Schacht

*Lias-γ: Capricornu-Mergel*

2,1 m Wechsel zwischen roten Hämatit- und grau-grünen Chamosit- erzen	{	46 cm grau-grüne Erze
		35 cm rote Erze
		15 cm graue Erze
		15 cm rote Erze
		30 cm grau-grüne Erze
		22 cm rote Erze
		7 cm grau-grüne Erze
Knollenband 2,5 m Hämatiterze	{	42 cm rote Erze
		20—40 cm
		Wechsel von bräunlich-roten Erzen und vereinzelt bräunlich-grünen Erzen Übergang zu den Tonen scharf

*Lias-β: Raricostatentone*

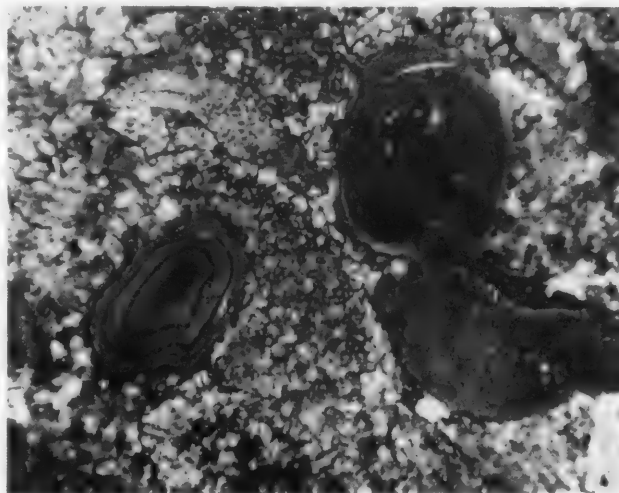
## A. Beschreibung.

### I. Mikroskopische Beschreibung der Minerale.

a) Eisensilikate. Chamosit konnte in allen Erzen die  $\text{Fe}^{++}$  enthielten beobachtet werden.

Mikroskopisch handelt es sich um ein gras- bis grau-grünes, hochlichtbrechendes Mineral. Die Lichtbrechung wurde durch Einbettung im Mittel zu 1,658 bestimmt (1,659—1,651). Noch amorphes Eisensilikat zeigt die gleiche Lichtbrechung wie Chamosit. Die Dichte des Chamosits wurde nach der Schwebemethode zu 3,15 bestimmt. Chamosit und Eisensilikat kommt sowohl als Grundmasse (Abb. 1 und 4) als auch in Form von Chamositoiden und Ausfüllungen von Organismenresten vor (z. B. Echinodermen). Die Chamositgrundmasse und einige Ooide sind optisch völlig isotrop. Ein großer Teil der Ooide zeigt aber zwischen gekreuzten Nicols deutlich Doppelbrechung. Nach W. v. ENGELHARDT (13) ist  $n_\gamma = n_\beta$  und  $n_\alpha \sim n_\beta$  (Chamosit also einachsigt optisch negativ und nahezu optisch isotrop)  $n_\alpha \perp 001$  (?). — Die Chamositblättchen bauen in konzentrischen Schalen das Ooidkorn auf. Wir müssen so im Dünnschliff  $n_\alpha$  und  $n_\beta$ , also schwache Doppelbrechung beobachten. — Die Blättchen der Ooide, welche zu den Schwingungsrichtungen der Nicols parallel liegen, zeigen Aus-

löschung, während die Blättchen, die schräg zu den Nicols liegen, aufhellen. So entsteht ein Kreuz, dessen Balken meist den Schwingungsrichtungen der Nicols parallel sind. Ist das ehemals runde Ooid deformiert, so laufen die dunklen Balken des Ooids mit dem Fadenkreuz nicht parallel. — In der Grundmasse und den isotropen Ooiden liegen die Chamositblättchen nicht so geordnet übereinander und erscheinen deshalb isotrop. — Die Kerne der Ooide sind meist so klein, daß sie mikroskopisch nicht nachgewiesen werden können. Viele Kerne werden vielleicht aus Quarz bestehen. Dieser Quarz wurde später oft durch sekundäre Vorgänge vergrößert. Daneben haben auch ältere Eisenhydroxydteilchen, die von der Turbulenz des Wassers aufgewirbelt wurden, als Kern gewirkt. Reste von Echinodermen, die in vielen sedimentären Eisenerzen als Ooidkern auftreten, konnten nur in äußerst geringer Zahl als Ooidkerne festgestellt werden. Durch Wasserabgabe und den Druck des darüber lastenden Sedimentes sind die Ooide oft deformiert. Meist sind die Eisen-silikatooide stärker zusammengedrückt als die Hämatitooide. Diese Tatsache ist wahrscheinlich auf die größere Menge  $\text{SiO}_2$ -Gel — das viel  $\text{H}_2\text{O}$  einschließt — in den Chamositoiden zurückzuführen.



0,5 mm

Abb. 1. Chamositooide und isotrope Chamositgrundmasse. Die beiden rechten Ooide sind optisch völlig isotrop, während der linke schwache Doppelbrechung zeigt.

b) Quarz. Quarz kommt in geringer Menge in vielen Ooiden und seltener in der Grundmasse vor. Im Schliff H 797 zeigt sich, daß der Quarz lappenförmig vom Rande her in das Ooid hineinwächst (Abb. 6 und 7). Hier wie fast überall sind die Quarze nicht regelmäßig begrenzt, löschen undulös aus, sind meist einschlußreich und etwas gefärbt. In vielen Erzen finden sich die unregelmäßig begrenzten Quarze in der Mitte der Ooide. Zum Teil kommt der Quarz auch in der Randzone der Ooide vor, während Chamosit den Kern bildet (Abb. 8 und 9). In einzelnen Schliffen bestehen einige ehemalige Chamositooide ganz aus verschiedenen orientierten Quarzen. — Bei der Durchmusterung des Lösungsrückstandes konnten einzelne — wenn auch schlecht ausgebildete — idiomorphe Quarzkristalle gefunden werden. Der Lösungsrückstand enthielt auch in der feinsten Fraktion nur Quarz. — Opal wurde optisch in keinem Fall nachgewiesen.

c) Siderit. Siderit ist in fast allen Erzen in wechselnden Mengen vorhanden. In Chamositerzen ist ein  $\text{FeCO}_3$ -Gehalt bis zu 50% keine Seltenheit. — Im Dünnschliff erkennt man, daß es sich um wasserklare oder leicht bräunliche

Kristallaggregate und seltener um idiomorph begrenzte Kristalle handelt. Siderit rhomboeder treten vor allem in kalkreichen Stellen auf (Abb. 2). In Pseudomorphosen von Nadeleisenerz nach Siderit läßt sich hin und wieder die ehemals

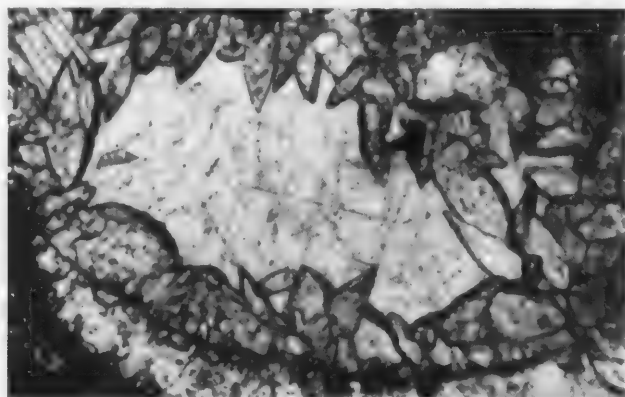


Abb. 2. Idiomorphe Sideritkristalle im Calcit. (In der Mitte Calcit.)



Abb. 3. Nadeleisenerz mit Calcit. Alle Eisen enthaltenden Minerale sind in Nadeleisenerz umgewandelt. Echinodermen (links oben gerasterte Stellen). Pseudomorphosen von Nadeleisenerz nach Siderit (rechts unten). Ooid (rechts oben) besteht jetzt aus Calcit und Nadeleisenerz.

idiomorphe Ausbildung der Siderite beobachten (Abb. 3). Die Chamositooide werden vom Rande her häufig von Siderit unregelmäßig durchsetzt (Abb. 6).

Das  $\omega$  der Siderite lag um 1,84 (1,834—1,842). — Auf Grund der Lichtbrechung und der Spektralanalyse einiger Elemente ergibt sich für die Siderite etwa folgende Zusammensetzung:

85%  $\text{FeCO}_3$ ; 10%  $\text{MgCO}_3$ ; 3%  $\text{MnCO}_3$ ; 2%  $\text{CaCO}_3$ .



Es handelt sich also um Siderite, die Mg, Mn und etwas  $\text{CaCO}_3$  in ihr Gitter eingebaut haben.

d) Calcit. Calcit kommt in den Hämatit-, Chamosit- und Nadeleisenerzen vor. Mengenmäßig schwankt der Gehalt von Calcit zwischen 4 und 70%. — Ein großer Teil des Calcits liegt in einer Form vor, die die organische Entstehung noch deutlich erkennen läßt. Vor allem findet man sehr häufig Skelette von Echinodermen (Abb. 3). Meist ist das Gehäuseinnere der Fossile mit Eisensilikat oder Eisenoxyd gefüllt. Neben diesem sicher organisch gebildetem Calcit sind wechselnde Mengen größerer Calcitkristalle vorhanden. Zum Teil sind sie

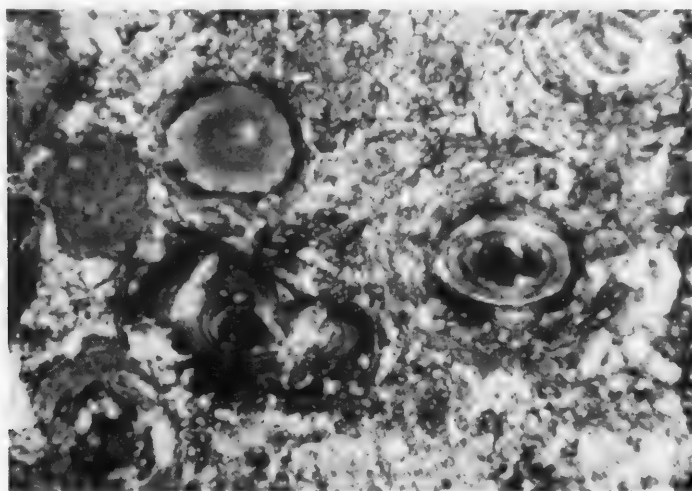


Abb. 4. Die isotropen Chamositooide und die isotrope Chamositgrundmasse sind stark von Calcit und Siderit durchsetzt.

wasserklar, lassen die Spaltbarkeit gut erkennen und löschen gleichmäßig aus. Ein anderer Teil der Calcitkristalle ist jedoch durch Eisenoxyde und organisches Material gefärbt, zeigt schlecht oder gar nicht die Spaltbarkeit, und auch die Auslöschung ist in diesen Kristallen nicht scharf. Daneben kommt ein feinkörniges Kristallaggregat vor. Primäre Calcitooide konnten nicht beobachtet werden. Hingegen baut Calcit heute ehemalige Chamositooide auf. Auch Calcitkonkretionen findet man in den Erzen.

Neben Calcit und Siderit konnten in den Erzen weder Mischkarbonate wie z. B. Breunerit noch Dolomit festgestellt werden, obgleich Ca-, Mg- und  $\text{Fe}^{++}$ -Ionen in genügender Menge zur Verfügung standen.

e) Hämatit. Hämatit baut die Ooide sowie die Grundmasse der Hämatiterze auf. Durchlicht- sowie Auflichtuntersuchungen zeigten nur feinkörnige Aggregate und nirgends größere Hämatitkristalle. Im Anschliff erkennt man in den Ooiden einen Farbwechsel. Ooide mit einem roten Kern haben abwechselnd graugrüne und rote Hüllen.

f) Nadeleisenerz [ $\alpha \text{FeO(OH)}$ ]. Optisch beobachtet man hier eine braune, feinkörnige opake Grundmasse. Rubinglimmer [ $\gamma \text{FeO(OH)}$ ] konnte optisch und röntgenographisch nicht nachgewiesen werden.

g) Pyrit. In allen nicht verwitterten Erzen finden sich einzelne Pyritkristalle. Meist liegt nur wenig Pyrit vor, wie ja auch aus der chemischen Analyse hervorgeht. Durch Herauslösen des Karbonats und des Silikats kann man idiomorphe Kristalle und Kristallaggregate anreichern. Es konnten Würfel, seltener Oktaeder, in einem Fall ein Rhombendodekaeder und die Kombination Würfel und Oktaeder festgestellt werden.

h) Gips. Der chemisch und röntgenographisch nachgewiesene Gips konnte optisch nicht festgestellt werden und muß also in sehr feinkörniger Form vorliegen.

## II. Chemische und spektralanalytische Untersuchungen.

a) Methodisches. In der in verdünnter heißer HCl gelösten Probe, wurden mit dem Analysengang wie er bei Gesteinen üblich ist,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , CaO und MgO bestimmt. Die Werte für  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{CO}_2$ , C, FeO,  $\text{S}^{--}$  und  $\text{SO}_4$  wurden in Sondereinwaagen und  $\text{Na}_2\text{O}$  und  $\text{K}_2\text{O}$  flammenphotometrisch ermittelt. Die Gehalte für  $\text{V}_2\text{O}_5$ ,  $\text{TiO}_2$ , MnO und  $\text{B}_2\text{O}_3$  wurden spektralanalytisch bestimmt und zwar  $\text{B}_2\text{O}_3$  durch Vergleichsspektren (es wurden die Intensitäten der B-Linie 2497,73 mit den Intensitäten der gleichen Linie in der Eichmischung verglichen) und die übrigen Elemente durch homologe Linienpaare (hier wurde eine Linie des gesuchten Elementes mit irgendeiner Linie der Grundsubstanz der Probe messend verglichen und die Konzentration durch Auswertung der beiden gleichen Linien in Eichaufnahmen ermittelt).

b) Analytische Ergebnisse. Da es nicht möglich war, aus den Erzen völlig reine Minerale (z. B. Chamosit) anzureichern, wurde versucht, aus den Gesamtanalysen die Mineralzusammensetzung zu berechnen. Es wurde dabei folgender Weg eingeschlagen:  $\text{P}_2\text{O}_5$  und  $\text{SO}_4$  wurden auf  $\text{Ca}_5[(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})(\text{PO}_4)_3]$  und  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  umgerechnet (Apatit und Gips waren an einer oder zwei Linien röntgenographisch nachgewiesen worden). Der Rest von CaO wurde auf  $\text{CaCO}_3$ , der von  $\text{CO}_2$  auf Fe, Mn,  $\text{Mg}(\text{CO}_3)$  umgerechnet. In der Berechnung des Siderits lag natürlich eine gewisse Willkür. — Der Rest an FeO,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  und  $\text{SiO}_2$  ergab je nach Art der Erze Chamosit oder verunreinigten Hämatit. — Die Richtigkeit dieser Berechnungen wurde in einem Fall durch eine Teilanalyse von fast reinem Material nachgeprüft.

### 1. Chamositerze.

Echte 2. Minerale: Chamosit und Calcit, wenig Siderit, Apatit, Gips.

Die Probe besteht aus einer einheitlich grünen, optisch isotropen Grundmasse von Chamosit. Vereinzelt finden sich grüne Chamositooide. Calcit liegt im Dünnschliff etwa mit 20% vor. Siderit findet man in dieser Probe in geringer Menge.

	Gesamt-analyse	Eisensilikat = Gesamt-analyse — $\text{CaCO}_3$ u. a.	Mineralzusammensetzung	
	%	%		%
$\text{SiO}_2$ . . .	21,78	21,78	Calcit $\text{CaCO}_3$	16,12
FeO . . .	22,70	20,49	Siderit $(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn})\text{CO}_3$	3,53
$\text{Fe}_2\text{O}_3$ . . .	6,20	6,20	Apatit $\text{Ca}[(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})(\text{PO}_4)_3]$	3,82
	50,68			

	Gesamt- analyse	Eisensilikat = Gesamt- analyse — CaCO <sub>3</sub> u. a.	Mineralzusammensetzung
	%	%	%
Übertrag:	50,68		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . .	10,67	10,67	Gips CaSO <sub>4</sub> ·2H <sub>2</sub> O 3,16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . .	1,62	—	Pyrit FeS <sub>2</sub> 0,41
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . .	0,23	0,23	Humus (C · 1,7) 0,85
MnO . . .	0,08	—	Eisensilikat
TiO <sub>2</sub> . . .	0,53	0,53	(Fe <sub>5,6</sub> <sup>++</sup> Fe <sub>1,5</sub> <sup>+++</sup> Mg <sub>1,7</sub> Al <sub>3,2</sub> )(Al <sub>0,9</sub> Si <sub>7,1</sub> )OH <sub>16,7</sub> O <sub>20</sub> 72,11
CaO . . .	12,25	—	
MgO . . .	3,61	3,55	
CO <sub>2</sub> . . .	8,45	—	
SO <sub>3</sub> . . .	1,47	—	
S <sup>—</sup> . . .	0,22	—	
C . . .	0,50	—	
— H <sub>2</sub> O 105°	1,01	—	
+ H <sub>2</sub> O 105°	8,36	7,70	
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . .	0,05		
CoO . . .	0,002		
NiO . . .	0,06		
Na <sub>2</sub> O . . .	0,079		
K <sub>2</sub> O . . .	0,089		
	99,96		

#### Haupttrennungsgang mit fast reinem Chamosit von Echte 2.

Das gepulverte Analysenmaterial der Probe E 2 wurde mit Methylenjodid und Bromoform behandelt, um es von schwereren und leichteren Bestandteilen zu befreien. Das spezifische Gewicht der so erhaltenen Fraktion lag zwischen 3,13 und 3,35. Anschließend wurde der Rest mit 2 n-Essigsäure versetzt, um noch immer vorhandene größere Calcitmengen zu lösen. — Im erhaltenen Analysenmaterial konnten trotz sorgfältigsten Arbeitens noch immer Siderit und Calcit nachgewiesen werden (die aber im einzelnen bestimmt nicht mehr als 1% ausmachen). Mit 150 mg der so erhaltenen Proben wurde ein Trennungsgang zur Bestimmung der Hauptbestandteile durchgeführt. Diese Analyse sollte vor allem die Richtigkeit der aus der Vollanalyse E 2 berechneten Zusammensetzung des Chamosits nachprüfen.

Das erhaltene Ergebnis stimmt gut mit dem der Gesamtanalyse (Echte 2) überein:

SiO <sub>2</sub> . . . . .	30,0
FeO . . . . .	28,4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	8,5
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	14,6
CaO . . . . .	0,9
MgO . . . . .	4,2
	87,3

H<sub>2</sub>O, H<sub>2</sub>S usw. wurden nicht bestimmt.

Markoldendorf 2. Minerale: Calcit, Chamosit, wenig Pyrit, Apatit, Siderit.

Calcit liegt als Grundmasse und in größeren Kristallen vor. Grau-grünes Eisensilikat läßt sich als Grundmasse und Echinodermenfüllung beobachten, aber nicht als Ooide.

	Gesamt-analyse	Eisensilikat = Gesamt-analyse — CaCO <sub>3</sub> u. a.	Mineralzusammensetzung
	%	%	%
SiO <sub>2</sub> . . . .	16,24	16,24	Calcit CaCO <sub>3</sub> 39,40
FeO . . . .	15,12	13,86	Siderit (Fe, Mg, Mn)CO <sub>3</sub> 1,88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	5,10	5,10	Apatit Ca <sub>5</sub> [(F, Cl, OH)(PO <sub>4</sub> ) <sub>3</sub> ] 3,60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	8,09	8,09	Gips CaSO <sub>4</sub> ·2H <sub>2</sub> O 0,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . .	1,53	—	Pyrit FeS <sub>2</sub> 1,05
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . .	0,17	0,17	Humus (C · 1,7) 1,07
MnO . . . .	0,26	—	Eisensilikat
TiO <sub>2</sub> . . . .	0,75	0,75	(Fe <sub>6,3</sub> <sup>++</sup> Fe <sub>1,7</sub> <sup>+++</sup> Mg <sub>1,6</sub> Al <sub>3,5</sub> )(Al <sub>0,6</sub> Si <sub>7,2</sub> )(OH) <sub>18,7</sub> O <sub>20</sub> 53,3
CaO . . . .	24,15	—	
MgO . . . .	2,41	2,37	
CO <sub>2</sub> . . . .	18,04	—	
SO <sub>3</sub> . . . .	0,01	—	
S <sup>—</sup> . . . .	0,59	—	
C . . . .	0,63	—	
— H <sub>2</sub> O 105° . . . .	0,51	—	
+ H <sub>2</sub> O 105° . . . .	6,00	6,00	
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	nicht bestimmt		
CoO . . . .	0,004		
NiO . . . .	0,04		
Na <sub>2</sub> O . . . .	0,32		
K <sub>2</sub> O . . . .	0,024		
	99,99		

### Ergebnisse der Chamositeranalysen.

Ob die in den Eisensilikaten vorhandenen Oxyde V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> und TiO<sub>2</sub> in die Chamositformel mit aufgenommen werden dürfen, konnte nicht entschieden

Holtensen 1834. Minerale: Siderit, Chamosit, Calcit, wenig Apatit, Gips.

Es handelt sich um eine nicht angewitterte Karbonatbank, in der mehr oder weniger Eisensilikat vorhanden ist. Siderit bildet den Hauptbestandteil dieser Erze. Grau-grüne bis graues Eisensilikat (etwa 20% im Schluff) bildet die Substanz für viele Ooide.

	Gesamt-analyse	Eisensilikat = Gesamt-analyse — CaCO <sub>3</sub> u. a.	Mineralzusammensetzung
	%	%	%
SiO <sub>2</sub> . . . .	8,20	8,20	Calcit CaCO <sub>3</sub> 11,66
FeO . . . .	35,56	7,02	Siderit (Fe, Mg, Mn)CO <sub>3</sub> 55,25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	4,40	4,40	Apatit Ca <sub>5</sub> [(F, Cl, OH)(PO <sub>4</sub> ) <sub>3</sub> ] 1,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	3,77	3,77	Gips CaSO <sub>4</sub> ·2 H <sub>2</sub> O 4,22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . .	0,52	—	Pyrit FeS <sub>2</sub> 0,30
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . .	0,18	0,18	Humus (C · 1,7) 0,46
MnO . . . .	0,82	—	Eisensilikat
TiO <sub>2</sub> . . . .	0,23	0,23	(Fe <sub>4,3</sub> <sup>++</sup> Fe <sub>2,7</sub> <sup>+++</sup> Mg <sub>3,4</sub> Al <sub>3,1</sub> )(Al <sub>1,4</sub> Si <sub>6,6</sub> )OH <sub>20,05</sub> O <sub>20</sub> 26,89
CaO . . . .	8,71	—	
MgO . . . .	4,01	2,01	Spektralanalytische Untersuchungen der Siderite
CO <sub>2</sub> . . . .	26,01	—	aus Probe H 1834 ergaben:
SO <sub>3</sub> . . . .	1,96	—	CaO 1%; MgO 5%; MnO 2,5%; V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,01%.
	94,37		

	Gesamt-analyse	Eisensilikat = Gesamt-analyse — CaCO <sub>3</sub> u. a.	Mineralzusammensetzung
	%	%	
Übertrag:	94,37		
S . . . . .	0,16	—	
C . . . . .	0,27	—	
— H <sub>2</sub> O 105°	—	—	
+ H <sub>2</sub> O 105°	4,71	3,82	
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	0,05		
CoO . . . . .	0,000		
NiO . . . . .	0,05		
Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,1		
K <sub>2</sub> O . . . . .	nicht	bestimmt	
	99,71		

werden, ist aber äußerst wahrscheinlich. Die Formel der Minerale würde sich dann, wie wir unten sehen werden, nicht wesentlich ändern. — Ti<sup>+++</sup> ( $r = 0,69$ ) bzw. Ti<sup>++++</sup> ( $r = 0,64$ ) würden Fe<sup>+++</sup> ( $r = 0,67$ ) vertreten. V<sup>++++</sup> ( $r = 0,4$ ) das Si<sup>++++</sup> ( $r = 0,39$ ) oder, falls Vanadium in der positiv dreiwertigen Stufe vorliegt, ( $r = 0,65$ ) das Fe<sup>+++</sup> ( $r = 0,67$ ).

Ein Vergleich zeigt, daß die Lias γ-Chamosite chemisch nicht ganz einheitlich zusammengesetzt sind. Die Unterschiede sind bestimmt nicht auf Analysen- oder Auswertungsfehler zurückzuführen. Alle drei Lias γ-Chamosite unterscheiden sich von dem Schmiedefelder Chamosit [13] nicht wesentlich. Sie sind aber etwas SiO<sub>2</sub>-reicher und dafür Fe-ärmer.

#### Mittlere Zusammensetzung der Lias γ-Chamosite.

a) Ohne Vanadium und Titan.



b) Mit Vanadium und Titan.



## 2. Hämatiterze.

Echte 9. Minerale: Hämatit, Calcit, Siderit, Chamosit, wenig Gips und Apatit.

Im Dünnschliff sowie im Anschliff ließen sich rotbraune, völlig opake Hämatit Ooide erkennen, welche in einer Calcit- und einer schwach durchscheinenden Hämatitgrundmasse lagen. In einigen Ooiden und der Grundmasse konnte Chamosit und Siderit nachgewiesen werden.

	Gesamt-analyse	Eisenoxydischer Anteil		Mineralzusammensetzung
		Gesamtanalyse — CaCO <sub>3</sub> u. a.	auf 100 berechnet	
	%	%	%	%
SiO <sub>2</sub> . . . .	11,51	11,51	19,19	Calcit CaCO <sub>3</sub> 24,83
FeO . . . . .	12,08	6,80	11,38	Siderit (Fe, Mg, Mn)CO <sub>3</sub> 12,52
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	29,90	29,90	49,84	Apatit
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	6,85	6,85	11,44	Ca <sub>3</sub> [(F, Cl, OH)(PO <sub>4</sub> ) <sub>3</sub> ] 3,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	1,27	—	—	Gips CaSO <sub>4</sub> ·2H <sub>2</sub> O 4,09
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,116	0,116	0,19	Pyrit FeS <sub>2</sub> 0,17
MnO . . . . .	0,058	—	—	Humus (C · 1,7) 0,65
	61,784			

	Gesamtanalyse %	Eisenoxydischer Anteil		Mineralzusammensetzung %
		Gesamtanalyse — CaCO <sub>3</sub> u. a. %	auf 100 berechnet %	
Übertrag:	61,784			
TiO <sub>2</sub> . . . .	0,39	0,39	0,65	Rest: Eisensilikat etwa 15%, verun- reinigter Hämatit etwa 46%
CaO . . . .	16,97	—	—	
MgO . . . .	1,82	0,82	1,37	
CO <sub>2</sub> . . . .	11,97	—	—	
SO <sub>3</sub> . . . .	1,90	—	—	
S <sup>—</sup> . . . .	0,10	—	—	
C . . . .	0,38	—	—	
— H <sub>2</sub> O 105°	0,30	0,30	0,50	
+ H <sub>2</sub> O 105°	4,15	3,29	5,49	
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .		nicht bestimmt		
CoO . . . .	0,001			
NiO . . . .	0,05			
K <sub>2</sub> O . . . .	0,30			
Na <sub>2</sub> O . . . .	0,019			
	100,13			

Markoldendorf 3. Minerale: Hämatit, Calcit, wenig Chamosit, Apatit und Gips.

In einer sehr feinkörnigen Grundmasse, die aus Hämatit und Calcit besteht, liegen viele Hämatitooide.

	Gesamtanalyse %	Eisenoxydischer Anteil		Mineralzusammensetzung %
		Gesamtanalyse — CaCO <sub>3</sub> u. a. %	auf 100 berechnet %	
SiO <sub>2</sub> . . . .	13,36	13,36	22,99	Calcit CaCO <sub>3</sub> 32,09
FeO . . . .	2,69	2,43	4,18	Siderit (Fe, Mg, Mn)CO <sub>3</sub> 1,25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	29,62	29,62	50,98	Apatit
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	7,89	7,89	13,58	Ca <sub>5</sub> [(F, Cl, OH)(PO <sub>4</sub> ) <sub>3</sub> ] 5,53
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . .	2,35	—	—	Gips CaSO <sub>4</sub> ·2H <sub>2</sub> O 2,27
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . .	0,28	0,28	0,48	Pyrit FeS <sub>2</sub> 0,60
MnO . . . .	0,33	0,33	0,57	Humus (C · 1,7) 0,56
TiO <sub>2</sub> . . . .	0,45	0,45	0,77	Rest:
CaO . . . .	21,90	—	—	Eisensilikat etwa 4%; verun-
MgO . . . .	0,93	0,93	1,60	reinigter Hämatit etwa 54%
CO <sub>2</sub> . . . .	14,59	—	—	
SO <sub>3</sub> . . . .	1,05	—	—	
S <sup>—</sup> . . . .	0,32	—	—	
C . . . .	0,33	—	—	
— H <sub>2</sub> O 105°	1,85	1,85	3,18	
+ H <sub>2</sub> O 105°	1,48	1,00	1,72	
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .		nicht bestimmt		
K <sub>2</sub> O . . . .	0,50			
Na <sub>2</sub> O . . . .	0,014			
	99,93			

### Ergebnisse der Hämatiteranalysen.

Wie die Analysen zeigen, handelt es sich bei dem nicht karbonatischen Anteil nicht um reine Hämatite, sondern um ein Gemisch von verschiedenen Oxyden und freier Kieselsäure. Auch zweiwertiges Eisen kommt in geringer Menge vor. In den Erzen, die sehr arm an zweiwertigem Eisen sind, gibt Hämatit allein Röntgeninterferenzen und ist das einzige in größerer Menge vorhandene Mineral, welches ein Gitter aufbaut. Der hohe Wassergehalt zeigt an, daß es sich um Hydrohämatit handelt, welcher nach J. BÖHM [2] bis zu 8% H<sub>2</sub>O in sein Gitter aufnimmt, ohne die Lage der Röntgeninterferenzen zu ändern. — Aluminiumoxyd



und Kieselsäure sind wohl als Hydroxyde bzw. als Gel zwischen Hämatitlagen vorhanden.

Ein Vergleich der Analysen von Chamosit und Hämatiterzen zeigt, daß sie chemisch ähnlich zusammengesetzt sind. Alle untersuchten Elemente finden sich in beiden Erzen. Lediglich das Verhältnis der Elemente zueinander schwankt, wie aus der folgenden Tabelle ersichtlich ist:

	Hämatiterze		Chamositerze	
	mol %	Gew.-%	mol %	Gew.-%
$\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ . . . . .	1/1—1,5	1/2,5—4	1/0,5—0,6	1/1,5—1,25
$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ . . . . .	1/2,7—4,0	1/4—6	1/1,8	1/3
$\text{MgO}/\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ . . . . .	1/6—9	1/24—36	1/2,2	1/9

Chamositerze sind vor allem reicher an  $\text{SiO}_2$  und dafür ärmer an Eisen. Bei den Hämatiterzen tritt  $\text{SiO}_2$  stark zurück und Eisen herrscht vor.

*Wechsel der Mineralzusammensetzung bei Änderung des Verhältnisses zwischen  $\text{Fe}^{+++}/\text{Fe}^{++}$ .*

Chamosit und Siderit	bei einem Verhältnis von $\text{Fe}^{+++}$ zu $\text{Fe}^{++}$ von	0,23/1 bis 0,27/1
Hämatit neben wenig Chamosit und Siderit	bei einem Verhältnis von $\text{Fe}^{+++}$ zu $\text{Fe}^{++}$ von	0,85/1 bis 6,67/1
Hämatit neben Spuren von Chamosit	bei einem Verhältnis von $\text{Fe}^{+++}$ zu $\text{Fe}^{++}$ über	10,39/1

### 3. Nadeleisenerze.

Holtensen 1844. Minerale: Nadeleisenerz, wenig Gips, Calcit, sehr ooidreiches Erz.

	Gesamtanalyse %	Eisenoxydischer Anteil		Mineralzusammensetzung %
		Gesamtanalyse — $\text{CaCO}_3$ u. a. %	auf 100 berechnet %	
$\text{SiO}_2$ . . . .	10,40	10,40	12,05	Calcit $\text{CaCO}_3$ 4,86
$\text{Fe}_2\text{O}_3$ . . .	50,48	50,48	58,51	Gips $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ 4,81
$\text{FeO}$ . . . .	0,93	0,93	1,08	Humus (C · 1,7) 0,14
$\text{Al}_2\text{O}_3$ . . .	7,89	7,89	9,14	Apatit
$\text{P}_2\text{O}_5$ . . . .	2,35	2,35	2,72	$\text{Ca}_3[(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})(\text{PO}_4)_3]$ 5,53
$\text{V}_2\text{O}_5$ . . . .	0,13	0,13	0,15	Rest: 84,0
$\text{MnO}$ . . . .	0,16	0,16	0,19	Verunreinigte Nadeleisenerze
$\text{TiO}_2$ . . . .	0,19	0,19	0,22	mit Zehntelprozent Chamosit
$\text{CaO}$ . . . .	7,67	—	—	und Siderit
$\text{MgO}$ . . . .	1,47	1,47	1,73	
$\text{CO}_2$ . . . .	2,52	—	—	
$\text{SO}_2$ . . . .	2,24	—	—	
$\text{S}^{--}$ . . . .	—	—	—	
C . . . . .	0,08	—	—	
— $\text{H}_2\text{O}$ 105°	1,66	1,66	1,92	
+ $\text{H}_2\text{O}$ 105°	11,64	10,64	12,33	
$\text{B}_2\text{O}_3$ . . . .	—	nicht bestimmt	—	
$\text{CoO}$ . . . .	0,000	—	—	
$\text{NiO}$ . . . .	0,01	—	—	
$\text{Na}_2\text{O}$ . . . .	—	nicht bestimmt	—	
$\text{K}_2\text{O}$ . . . .	—	nicht bestimmt	—	
	99,82			

*Ergebnisse der Nadeleisenerzanalysen.*

Die nichtkarbonatischen Anteile der Nadeleisenerze bestehen nicht aus chemisch reinem  $\alpha\text{FeO}(\text{OH})$ . Nach CORRENS und W. v. ENGELHARDT [12] scheint ein großer Teil des Aluminiums als isomorphe Beimengung im Gitter des Nadeleisenerzes zu stecken.

Die Kieselsäure liegt zum Teil als Gel vor. — Wie in anderen Nadeleisenerzen liegt der Wassergehalt ein wenig über dem theoretischen.

*III. Ergebnisse der Röntgenuntersuchungen.*

Die Röntgenuntersuchungen wurden mit einer Debye-Scherrer-Kamera ( $r = 57,3 \text{ mm}$ ) mit besonders schmaler Schlitzblende durchgeführt und ermöglichen dadurch eine einwandfreie Beurteilung der innersten Interferenz.

a) Chamosit. Ein Vergleich der Pulveraufnahmen des Eisensilikates der untersuchten Lias-Erze mit dem Chamosit von Schmiedefeld weist eindeutig dasselbe Mineral nach. — Der Chamosit in den untersuchten Erzen ist zum Teil noch so feinkörnig, daß er keine Röntgeninterferenzen gibt und so als amorphes Eisensilikat anzusehen ist.

BRINDLEY [5] konnte für den Chamosit eine Kaolinitstruktur nachweisen, also eine Blattstruktur, die aus einer Verknüpfung von  $\text{SiO}_4$ -Tetraederlagen mit einer Oktaederlage ( $\text{Fe}^{+++}\text{Fe}^{++}\text{Al}$ , Mg sind von 4 O und von 2 OH umgeben) besteht. BRINDLEY fand nach noch nicht vollständig veröffentlichten Untersuchungen zwei Chamositstrukturen: Eine monokline:

$$a = 5,40, \quad b = 9,314, \quad c \cdot \sin \beta = 7,026 \text{ kX}, \quad \beta = 104,5^\circ$$

und eine hexagonale:

$$a = 5,38, \quad b = 9,314, \quad c = 7,026 \text{ kX}.$$

v. ENGELHARDT [13], der den Chamosit von Schmiedefeld untersuchte, vermutete bei weniger günstigen Aufnahmebedingungen bei  $d_{hkl} = 14 \text{ \AA}$  ( $2\theta_{\text{Fe}} = 8,27$ ) eine Interferenz und berechnete daraus für den Chamosit eine Chloritstruktur. Diese innerste Interferenz konnte bei Pulveraufnahmen sowie bei Texturaufnahmen nicht nachgewiesen werden. Der Chamosit von Schmiedefeld hat also auch eine Kaolinitstruktur.

b) Verwitterter Chamosit. In etwas angewitterten Chamositerzen zeigten die Röntgenaufnahmen bei  $d_{hkl} = 14,8$  oder  $13,5$  ( $2\theta_{\text{Fe}} = 7,5$  oder  $8,2$ ) sehr deutlich eine Interferenz. Das Röntgendiagramm dieser Eisensilikate weist eindeutig ein Chloritmineral — vielleicht Thuringit — nach. In stärker verwitterten Erzen wurde Nadeleisenerz neben Chlorit nachgewiesen. Der neugebildete Chlorit muß eine ähnliche Zusammensetzung haben wie Chamosit oder Thuringit, wobei allerdings das Verhältnis  $\text{Fe}^{++}/\text{Fe}^{+++}$  sich ein wenig zugunsten des  $\text{Fe}^{+++}$  verschoben hat.

Das Chloritgitter besteht nach McMURCHY aus zwei sich abwechselnden Schichtpaketen. Die eine Schicht entspricht den Pyrophyllitschichten und besteht aus einer Verknüpfung von zwei  $\text{SiO}_4$ -Tetraederschichten durch eine Oktaederschicht ( $\text{Fe}^{++}$ , Al, Mg sind von 4 O und 2 OH umgeben). Zwischen den Pyrophyllitschichten liegenden Brucitschichten entsprechende Oktaederschichten (6 OH-Ionen umgeben Fe, Mg). Zeichnerisch läßt sich das Kaolinitgitter leicht in ein Chloritgitter überführen (vgl. Abb. 5). Das  $[\text{SiO}_4]$ -Tetraeder, welches die Chamosit-

schicht (Kaolinitischicht) verläßt, braucht sich nur um einen kleinen Betrag zu drehen und sich an die nächste Chamositschicht anzulagern. Hierdurch würde eine der Chamositschichten zu einer Pyrophyllitschicht und die andere zu einer Brucitschicht.

Röntgenographisch konnten also in den untersuchten Lias-Erzen zwei verschiedene Formen von Eisensilikat nachgewiesen werden:

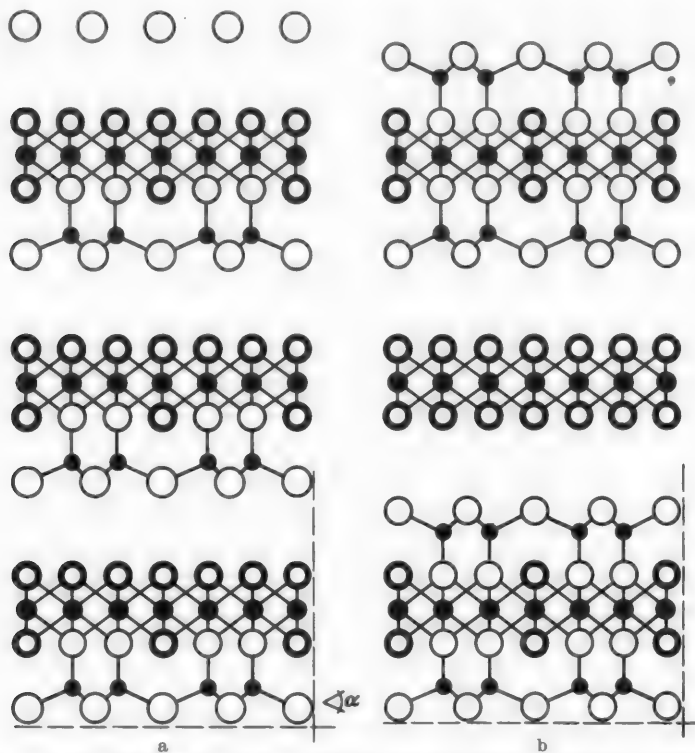


Abb. 5 a u. b. a Wahrscheinliche Struktur des Chamosits. b Struktur der Chlorite (nach McMURCHY) (z. B. Thuringit) (nach W. v. ENGELHARDT). Das Al der Kaolinitischen ist zum großen Teil durch  $\text{Fe}^{++}$ ,  $\text{Mg}^{++}$  usw. ersetzt. Ein Teil der Lücken der Oktaederschichten ist so gefüllt. — Si ist zum einen Teil durch ein anderes dreiwertiges Metall (wahrscheinlich Al) vertreten.

1. Chamosit, dessen Pulveraufnahmen ein Kaolinitgitter anzeigen und der zum Teil noch sehr feinkörnig ist und zum amorphen Eisensilikat überleitet.
2. Angewitterter Chamosit, dessen Pulveraufnahmen ein Chloritgitter anzeigen.
- c) Röntgenuntersuchung der übrigen Minerale. Hydrohämait, Siderit, Quarz, Calcit und Nadeleisenerz zeigten in den Röntgenaufnahmen keine Besonderheiten.

Magnetit ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) und Maghemit ( $\gamma \text{Fe}_2\text{O}_3$ ), die nach C. W. CORRENS und W. v. ENGELHARDT [12] in Holtensen vorliegen sollten, konnten nicht nachgewiesen werden. Die Interferenzen dieser Aufnahmen sind als Linien von Chlorit (verwitterter Chamosit) und Nadeleisenerz anzusehen. Der nachgewiesene  $\text{Fe}^{++}$ -Gehalt ist auf den Chlorit zurückzuführen.

## B. Deutung.

Auf Grund der optischen, geologischen und chemischen Ergebnisse kann man nun versuchen, sich ein Bild über die wahrscheinlichen Entstehungsbedingungen der Eisenerze im Lias- $\gamma$  zu machen.

### I. Sedimentation.

a) Raum. Das Lias- $\gamma$ -Meer ist zur Zeit des Ammonites Uptoceras-Jamesoni durch eine scharfe Einengung des Sedimentationsraumes gekennzeichnet. Nach R. BRINKMANN verlief die Küstenzone vom Flechtinger Höhenzug am Harzrand vorbei zur rheinischen Masse. Der Solling muß als Schwelle ausgebildet gewesen sein. Im Beckeninneren gelangten Tone bzw. Mergel zur Sedimentation. Zu dieser Zeit bildeten sich in einer breiten und flachen Küstenzone karbonathaltige eisenoolithische Gesteine. Im Lias- $\alpha$ , der petrographisch dem Lias- $\gamma$  sehr ähnlich ist, beobachten wir im subherzynen Becken einen Fazieswechsel von sandigen über eisen-silikatischen zu tonigen Ablagerungen. — Die stark sandigen Ablagerungen des Lias- $\alpha$  sind im Lias- $\gamma$  bisher nicht gefunden worden. — Die Erzmächtigkeit im Lias- $\gamma$  nimmt nach G. BERG und K. HOFFMANN [7] zur Küste hin ab. Die in der vorliegenden Arbeit untersuchten Lagerstätten liegen 20–30 km von der vermuteten Küste entfernt. Alle Proben sind sehr detritusarm. — In fast allen untersuchten Erzen sind Ooide (Durchmesser 0,2–0,75 mm) recht häufig. Wir müssen in dem Sedimentationsraum der Lias-Erze mit einem bewegten Wasser rechnen, welches die Ooide bei einer bestimmten Größe sedimentieren ließ, den Ton forttrug und psammitische Bestandteile in bedeutender Menge nicht mehr mit sich führte. In allen Erzen findet sich eine reiche Bodenfauna — vor allem Echinodermen —, welche zum Leben unbedingt molekularen Sauerstoff gebraucht hat. Diese Fauna zeigt eindeutig, daß auch die Bodenschichten des Meerwassers gut mit Sauerstoff versorgt waren.

Der für sedimentäre Eisenerze hohe Borgehalt (etwa 0,05%  $B_2O_3$ )<sup>1</sup> und die Fauna zeigt schließlich, daß es sich um Erze handelt, die im salzhaltigen Meerwasser sedimentiert wurden. — Es ergibt sich also zusammenfassend, daß unsere Eisenerze sich in einem stark bewegten, sauerstoffreichen, salzhaltigen Meerwasser gebildet haben.

b) Transport der Eisensole. Der hohe Gehalt der Erze an Eisen läßt sich weder durch die Spuren an gelöstem Eisen noch durch das kolloidale Eisen, wie es im heutigen Meerwasser vorhanden ist, erklären. Ozeanwasser enthält an „gelöstem Eisen“ — Eisen, welches durch ein Ultrafilter läuft — etwa 2  $\gamma$ /Liter. Diese äußerst geringe Menge läßt sich nach COOPER nicht auf die Löslichkeit von  $FeO(OH)$  zurückführen, sondern entweder auf bisher nicht bekannte, undissoziierte Fe-Verbindungen oder wahrscheinlicher auf sehr fein kolloidales Eisenhydroxyd, welches durch ein Ultrafilter läuft. In dem sauerstoffhaltigen Meerwasser ist also praktisch kein gelöstes Eisen vorhanden. Die Menge des durch Filtration abtrennbaren kolloidalen Eisenhydroxyd ist im heutigen Meerwasser etwa 10mal größer als die des gelösten Eisens und hat ebensowenig zur Bildung

<sup>1</sup> Die beobachteten Borgehalte stimmen recht gut mit den von V. M. GOLDSCHMIDT [16] ermittelten Werten für sedimentäre Eisenerze überein. GOLDSCHMIDT konnte zeigen, daß derartige sedimentäre Eisenerze um 1–2 Zehnerpotenzen reicher an  $B_2O_3$  sind als magmatische Eisenerze und aus Süßwasser gebildete Erze.

von Lagerstätten ausreichen können. Auch die heutigen Flüsse schaffen in keinem Falle soviel Eisen in kolloidaler oder gelöster Form ins Meer, daß sich dadurch Lagerstätten bilden könnten. Flußwässer führen nach CLARKE etwa 4mal soviel  $\text{SiO}_2$  wie  $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$  zusammen, davon weniger als 1 mg/Liter Eisen. Es können so die verschiedenen Küstensedimente, die Sedimente des mittleren atlantischen Ozeans (1,9—3,9%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  [8], der rote Tiefseeton (6,03%  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ ) aber niemals Eisenlagerstätten entstehen. — Aus diesen Gründen müssen wir eine weit größere Zufuhr an Eisen ins Meer annehmen, als es heute der Fall ist. Eisenlösungen können vom Festland oder durch untermeerische vulkanische Exhalationen ins Meer gelangen. Die vulkanischen Exhalationen kann man, da im deutschen Jura kein Vulkanismus bekannt ist, mit Sicherheit ausschalten; so muß man mit einer Eisenzufuhr vom Lande rechnen. Vom Festland kann das Eisen in zwei verschiedenen Formen ins Meer transportiert werden: erstens in kohlenstoffreichen und sauerstofffreien Gewässern als  $\text{Fe}^{++}$ -Ionen und zweitens als Eisensol. — Die Bodenfauna in unseren Sedimenten beweist, daß die Erze sich durch Ausflockung von Eisenhydroxydsolen gebildet haben müssen. Ob nun die Eisenhydroxydsol sich auf dem Festland oder im Meer gebildet haben, ist nicht mehr zu entscheiden. Rein theoretisch sind zur Bildung von Eisenhydroxydsolen drei Möglichkeiten denkbar: 1. Bildung durch Oxydation von  $\text{Fe}^{++}$ -Ionen enthaltenden Moorwässern. 2. Verwitterung von Eisen enthaltenden Mineralen. 3. Aufarbeitung von Eisenhydroxyden und Eisenlagerstätten. Die Oxydation von  $\text{Fe}^{++}$ -Ionen enthaltenden Moorwässern besitzt von den aufgezählten Möglichkeiten die größte Wahrscheinlichkeit. Neben den Eisenhydroxydsolen müssen bei der Sedimentation der Erze  $\text{SiO}_2$ -Sole zugeführt worden sein. In welcher Form lagen nun diese Sole vor? Im Laboratorium konnten  $\alpha\text{FeO(OH)}$ ,  $\beta\text{FeO(OH)}$ - und  $\text{FeOCl}$ -Sole bei niedrigen Temperaturen hergestellt werden, bei hohen Temperaturen auch  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Sole. Kieselsäure- und Eisenhydroxydsol unterscheiden sich an ihrem verschiedenen physikalisch-chemischen Verhalten: Kieselsäuresole sind hydrophil und elektronegativ geladen. Hydrophile Sole sind von elektrolythaltigem Wasser nur sehr schwer flockbar. Eisenhydroxydsol sind hydrophob und im allgemeinen elektropositiv geladen. Die Ladung reiner Sole verhindert, daß die Kolloidteilchen sich gegenseitig ausflocken. — Flockend auf ein Sol können ein Elektrolytgehalt des Wassers oder ein anderes entgegengesetzt geladenes Sol wirken. So werden z. B. die elektropositiven Eisenhydroxydsol durch äquivalente Mengen von elektronegativen Kieselsäuresolen geflockt und umgekehrt (FODOR und REIFENBERG [14]). Größere Mengen der hydrophilen Kieselsäuresole können auf die hydrophoben Eisenhydroxydsol unter Bildung eines Eisenhydroxyd-Kieselsäure-Sols als Schutzkolloid wirken. Diese Eisenhydroxyd-Kieselsäure-Sole sind gegen die koagulierende Wirkung von Elektrolyten etwas beständiger als reine Eisenhydroxydsol.

Welches von den aufgezählten Eisenhydroxydsolen ins Meer geflossen ist oder sich im Meer gebildet hat, ist schwer zu entscheiden. Da in den untersuchten Erzen Kieselsäure in größerer Menge vorkommt, ist es wahrscheinlich, daß es sich um Eisenhydroxyd-Kieselsäure-Sole gehandelt hat. Den wechselnden Kieselsäure- und Eisengehalt in den Erzen wird man wohl auf veränderte Verwitterungsbedingungen zurückführen können. Würde sich z. B. die Temperatur auf dem

Festland erhöhen, so kann das Wasser nicht mehr so viel Kohlensäure und damit nicht mehr soviel Eisen lösen. Durch die geringere  $\text{CO}_2$ -Menge im Wasser wird weiter das  $\text{pH}$  des Wassers erhöht und damit  $\text{SiO}_2$  löslicher. Es könnte so vielleicht möglich sein, daß bei hohen Temperaturen gebildete Eisenhydroxyd-Kieselsäure-Sole mehr  $\text{SiO}_2$  und weniger Eisen enthielten als bei niedrigeren Temperaturen gebildete und so den Chamositerzen chemisch entsprechende Sedimente geliefert haben könnten. Bei tieferen Temperaturen könnten andererseits den Hämatiterzen chemisch entsprechende Sole ins Meer geflossen sein.

c) Absatz. Gelangen die hydrophoben Eisenhydroxyd-Kieselsäure-Sole ins Meer, so werden sie durch den Elektrolytgehalt des Meerwassers ausgeflockt. — Mit diesem ausflockenden  $\text{FeO(OH)}$ - und den  $\text{SiO}_2$ -Gelen werden noch andere Hydroxyde mitgerissen oder auch ausgeflockt. Vor allem Aluminium, Magnesium, Titan und Vanadium<sup>1</sup>. Die Hydroxyde gelangen zum Teil als Ooide in das Sediment. Die Bildung der Eisensilikatoide kann man sich nach C. W. CORRENS [9] durch ein gegenseitiges Ausflocken von  $\text{FeO(OH)}$ -Sol und  $\text{SiO}_2$ -Sol vorstellen.  $\text{FeO(OH)}$  lädt einen Kern positiv auf und zieht so das elektronegative  $\text{SiO}_2$ -Sol oder das negative Eisenhydroxyd-Kieselsäure-Sol an. Der ständige Ladungswechsel läßt das Ooid größer und größer werden.

Der  $\text{CaCO}_3$ -Gehalt schwankt in sehr weiten Grenzen. Ein großer Teil des Kalkes ist in Form von Kalkschalen ins Sediment eingebettet worden. Zum Teil sind die Schalen durch Tierfraß zu feinkörnigen Kristallen zerfallen. — Daß auch eine anorganische Kalkfällung stattgefunden hat, wird durch die Küstennähe wahrscheinlich. In Küstennähe befinden sich im Meerwasser nach WATTENBERG [27] genügend Calcitkristalle, die als Kristallisationskeime wirken und so die vorhandene Übersättigung an  $\text{CaCO}_3$  aufheben könnten.

Neben den Hydroxyden und dem Kalk wird noch viel abgestorbenes organisches Material ins Sediment eingebettet worden sein. Von diesem organischen Material wird ein großer Teil zu  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  usw. oxydiert worden sein und wird so als Kohlenstoff nicht mehr zu beobachten sein.

## II. Diagenese.

a) Erste Phase. Im vorhergehenden wurde dargelegt, wie Sesquioxyde und  $\text{SiO}_2$ -Gel zusammen mit Kalk und organischem Material in das Sediment eingebettet wurden. Es erhebt sich nun die Frage, wie aus dem Sediment das wurde, was wir heute in den Erzen vorfinden. Offenbar müssen wesentliche Veränderungen stattgefunden haben, da wir in den Erzen Minerale finden, die Ferro-Ionen in ihr Gitter eingebaut haben. Wie oben dargelegt, kann zweiwertiges Eisen nicht aus dem Meerwasser ausgefällt worden sein. Da sich Eisenerzlagerstätten im Meer zur Zeit nicht bilden, sind wir gezwungen, an anderen rezenten Sedimenten diesen Vorgang der Reduktion von  $\text{Fe}^{+++}$  zu  $\text{Fe}^{++}$  zu beobachten. — Blauschlicke bilden sich heute an vielen Stellen im Meer; sie enthalten das Eisen zum großen Teil im zweiwertigen Zustand. Da sie in sauerstoffreichem Wasser sedimentiert werden, ist die Oberfläche dieser Sedimente

<sup>1</sup> Alle Eisenerze — und besonders sedimentäre — enthalten nach JOST [18] beachtliche Mengen an Vanadium. — Die untersuchten Lias-Erze enthalten im Durchschnitt etwa 0,18 %  $\text{V}_2\text{O}_5$ . Diese Erze sind also 6mal reicher an Vanadium als im Durchschnitt die Eruptivgesteine.



braun oder rot. Wenige Millimeter unter der Sedimentoberfläche ist die Farbe aber schwarzblau. Dieser Farbwechsel zeigt, daß frühdiagenetische Vorgänge im Sediment die Reduktion des Eisens bewirkt haben (CORRENS [8—11]). Welche chemischen Reaktionen bewirkten diese Vorgänge? In Analogie zu dem Schlamm des Meeres und der Seen, muß angenommen werden, daß das verwesende organische Material, welches ins Sediment eingebettet wurde, dieses stark reduzierende Milieu schafft. — Abgestorbenes organisches Material wird durch Fäulnisbakterien und Sauerstoff völlig in  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{NH}_3$ ,  $\text{H}_2\text{S}$  usw. zerlegt. Wird organisches Material ins Sediment eingebettet, so wird bald aller Sauerstoff verbraucht sein und es werden anaerobe, reduzierende Bedingungen entstehen. In rezenten tonigen Sedimenten beobachtet man so einen allmählichen Übergang von einer  $\text{O}_2$ -reichen Oberflächenschicht in eine tiefere,  $\text{O}_2$ -freie Schicht. Wie steil das Diffusionsgefälle ist, hängt von vielen Faktoren ab: 1. von der Anhäufungsgeschwindigkeit des organischen Materials im Verhältnis zur Sedimentationsgeschwindigkeit; 2. von der Art des Sedimentes: von der Korngröße und Gestalt der Teilchen und damit von der Porosität des Sedimentes. In porösen Sanden wird  $\text{O}_2$ -reiches Wasser noch in tiefere Schichten des Sedimentes eindringen können und so alles organische Material völlig verwesen lassen. Demgegenüber wird in Tonen mit Poren unter kapillarer Größe der Austausch mit dem  $\text{O}_2$ -reichen Wasser sehr gering sein; 3. vom Durchwühlen des Sedimentes von Schlammfressern, Würmern usw.; 4. von der Temperatur und dem Sauerstoffgehalt des Bodenwassers. Das abgestorbene organische Material wird im wärmeren Wasser vor dem Einbetten ins Sediment stärker abgebaut als im kalten. — In den Lias-Erzen konnten sich so unter stark reduzierenden Bedingungen aus den  $\text{Fe}^{+++}$  und den Al-Hydroxyden und dem  $\text{SiO}_2$ -Gel durch Reduktion des  $\text{Fe}^{+++}$  zu  $\text{Fe}^{++}$  Chamosit bilden. Unter nicht so stark reduzierenden Bedingungen wird nur ein geringer Teil des Ferrihydroxydes reduziert werden und es entstand in der Hauptsache Hämatit. — Wird an einzelnen Stellen in die Hämatiterze mehr organisches Material — z. B. in Form von Treibholz — eingebettet, so bildet sich um das Holzstückchen ein grüner Reduktionshof. Größere Mengen von pflanzlichem Detritus waren jedoch in den Erzen nicht vorhanden, da nur Zehntelprozente Kalium in den untersuchten Proben nachgewiesen worden sind. Aus diesem Grunde bildete sich in unseren Erzen Chamosit und nicht das kaliumhaltige Mineral Glaukonit. — Der beobachtete Reduktionshof um das Treibholzstückchen schließt weiterhin aus, daß die Hämatiterze durch Oxydation von Chamositerzen entstanden sind. — In den Chamositerzen findet sich in wechselnden Mengen Pyrit. Auch Pyrit ist in den Erzen nicht primär durch Ausfällen von Eisensulfid aus dem Meerwasser, sondern durch diagenetische Vorgänge entstanden. — Der Knollenhorizont in Echte zeigt, daß der Chamosit sich frühdiagenetisch — in der ersten Phase der Diagenese — gebildet hat. In den Knollen beobachtet man Chamositooide und Calcit in einer Chamositgrundmasse. Im Knollensaum und in allen übrigen Erzen tritt neben Chamosit Siderit in größerer Menge auf. Siderit ist so bestimmt später gebildet worden als Chamosit und wird als

b) *zweite diagenetische Phase* angesehen. Siderit hat sich in den untersuchten Erzen durch die Reaktion von kohlensäurehaltigen Wässern mit Chamosit und durch die Reaktion von Ferro-Ionen enthaltenden Lösungen mit Kalk gebildet.

Reagieren  $\text{CO}_2$ -haltige Wässer mit Chamosit, so wird, sobald das Löslichkeitsprodukt von  $\text{Fe}^{++} \cdot \text{HCO}_3^-$  überschritten ist, Siderit ausfallen. Man beobachtet

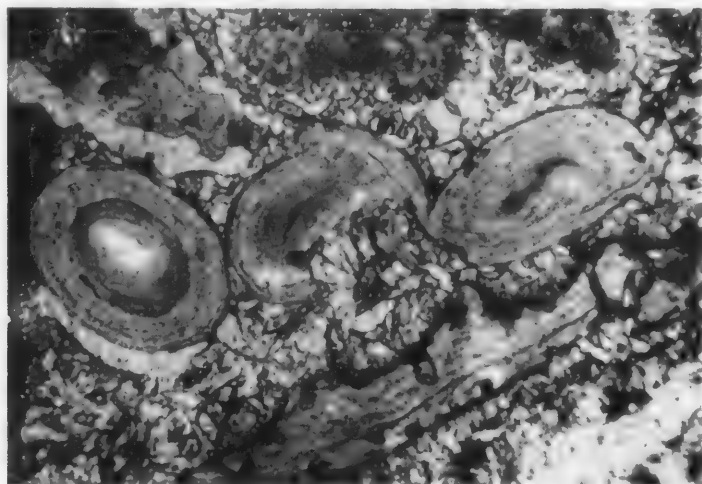
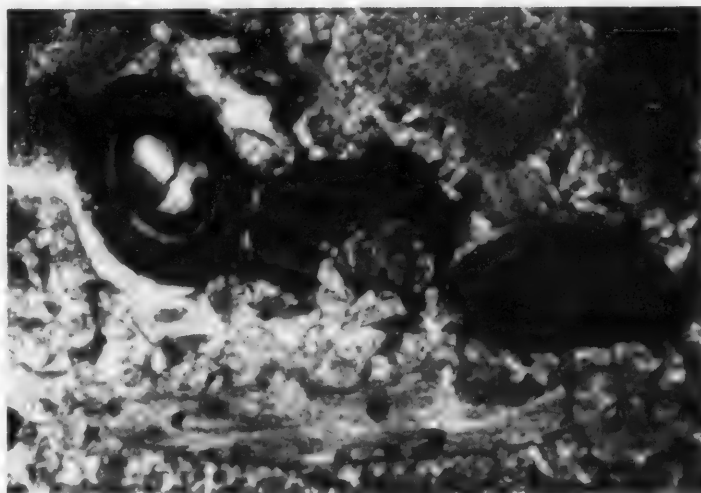


Abb. 6.



Gekreuzte Nic.

Abb. 7.

Abb. 6 u. 7. Sekundär veränderte Chamositooide. In dem mittleren der Ooide sind vom Rande her idiomorphe Sideritkristalle hineingewachsen. Zwischen und links neben den Sideritkristallen befindet sich Quarz, welcher sehr verästelte Formen zeigt: Gut erkennbar an der schwachen Aufhellung bei gekreuzten Nic. Der Kern des linken Ooids besteht aus verschieden orientierten Quarzen, die ebenfalls recht unregelmäßig begrenzt sind. Das rechte isotrope Ooid ist stark deformiert. In der Randzone befinden sich kleine Calcit- und Sideritkristalle.

so z. B. im Dünnschliff, daß Sideritkristalle vom Rande her in die Chamositooide hineinragen (Abb. 6 und 7). Wird hingegen bei der Reaktion von  $\text{CO}_2$ -haltigen

Wässern mit Chamosit das Löslichkeitsprodukt von  $\text{Fe}^{++} \cdot \text{HCO}_3^-$  nicht überschritten, so enthalten die Lösungen jetzt  $\text{Fe}^{++}$ -Ionen. Reagieren diese Lösungen an anderen Stellen mit Kalk, so wird das Löslichkeitsprodukt von  $\text{Fe}^{++} \cdot \text{HCO}_3^-$  in

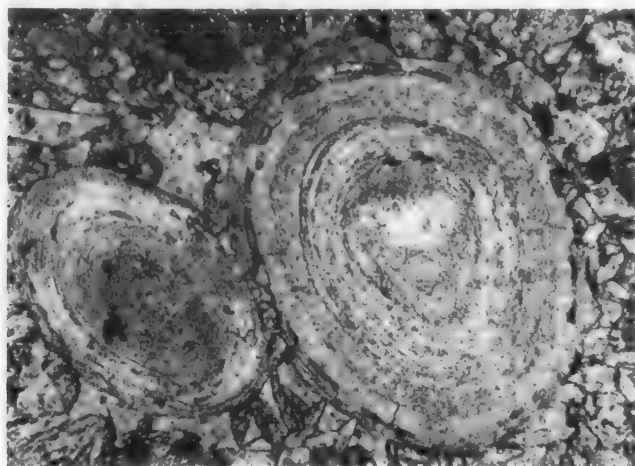


Abb. 8.



Gekreuzte Nic.

Abb. 9.

Abb. 8 u. 9. Chamositooide mit sekundärem Quarz. Die Mitte des großen Ooids besteht aus Quarz, während im kleinen Ooid sich der Quarz am Rande befindet.

Wechselwirkung mit  $\text{Ca}^{++}$  überschritten, da  $\text{CaCO}_3$  in  $\text{CO}_2$ -haltigem Wasser etwa dreimal löslicher als  $\text{FeCO}_3$  ist. Bei kalkhaltigen Erzen, die jetzt bis zu 60%  $\text{FeCO}_3$  enthalten, muß man mit einer Zufuhr von Eisenlösungen aus anderen Erzen rechnen (Abb. 2). — In Kalken, bei denen keine Zufuhr von Eisenlösungen stattfand, bestehen andererseits wie schon gesagt, ehemalige Chamositooide heute

ganz aus Calcit. Diese Chamositooide reagierten mit  $\text{CO}_2$ -haltigen Lösungen, die an  $\text{Ca}^{++} \cdot \text{HCO}_3^-$  gesättigt waren. Hierdurch wurde die Lösung an  $\text{Ca}^{++} \cdot \text{HCO}_3^-$  übersättigt, während das Löslichkeitsprodukt von  $\text{Fe}^{++} \cdot \text{HCO}_3^-$  nicht erreicht wurde. Durch die Sideritbildung werden den Eisensilikaten  $\text{Fe}^{++}$ -Ionen entzogen und das Eisensilikat wird dadurch  $\text{SiO}_2$ -reicher, so daß an einzelnen Stellen schließlich Quarz auskristallisieren kann (Abb. 8 und 9). In einigen Handstücken beobachtet man so reine Quarzooide — besser: Pseudomorphosen von Quarz- nach Chamositoiden. — In den Hämatiterzen haben dieselben Vorgänge in weit geringerem Umfange stattgefunden.

Im vorhergehenden wurde gezeigt, wie sich die Bestandteile auf die jeweils herrschenden physikalischen Bedingungen einstellten und sich so die stabilste Phase ausbildete. Der herrschende Druck, die Temperatur, das Reduktionspotential und der Sauerstoffdruck bestimmen die Mineralzusammensetzung. Gelangen die Gesteine wieder in den Bereich der Erdoberfläche, so müssen sich die Minerale wieder auf die neuen Umweltbedingungen einstellen. Dieser Vorgang wird nach HARKER retrograde Metamorphose und nach BECKE Diaphthorese genannt. — Die Vermutung von C. W. CORRENS, daß die zweite diagenetische Phase (Karbonatisierung, Sideritisierung) als eine solche rückläufige Bewegung anzusehen ist, konnte zwar noch nicht bewiesen werden, besitzt aber zum mindesten einen nicht geringen Grad von Wahrscheinlichkeit.

c) *Verwitterung an der Erdoberfläche.* Kommen die Erze in den Bereich der sauerstoffhaltigen Oberflächenwässer, so sind natürlich alle  $\text{Fe}^{++}$  enthaltenden Minerale instabil. In Chamositerzen, die erst schwach anoxydiert waren, wurde ein Eisensilikat gebildet, welches die gleichen Röntgeninterferenzen wie Thuringit (Chlorit) gab. Wir müssen daher annehmen, daß das Kaolinitgitter des Chamosits durch Einwirkung von Oberflächenwässern instabil wird und sich ein Chloritgitter bildet. Eine Erklärung dieses Vorganges ist schwierig. Es ist wohl kaum anzunehmen, daß der Ab- und Aufbau über eine ionare Lösung gegangen ist. Vielleicht läßt sich der Vorgang durch eine Umlagerung von  $\text{SiO}_4$ -Tetraedern im Gitter erklären, wie es zeichnerisch auf S. 467 dargestellt ist. Der Abbau des Chamosits und der Aufbau des Chlorits würde dann über Restgitter verlaufen.

Auch Hämatiterze sind im Bereich der Oberflächenwässer nicht stabil und müssen Wasser aufnehmen. — Die einzige stabile Phase der Eisenminerale an der Erdoberfläche und damit das Endstadium der Verwitterung beider Erze ist Nadeleisenerz (Abb. 3).

#### *Zusammenfassung.*

Die eisenoolithischen Lias- $\gamma$ -Erze der Lagerstätten Echte, Markoldendorf und Holtensen wurden chemisch, spektralanalytisch, röntgenographisch und optisch untersucht.

Wie schon C. W. CORRENS und W. v. ENGELHARDT zeigten, gestattet die röntgenographische Methode eindeutige Aussagen über den Mineralbestand der feinkörnigen sedimentären Eisenerze.

Petrographisch unterscheiden wir drei Erzsor ten: Grüne Chamositerze, rote Hämatiterze und braune Nadeleisenerze. Die Minerale der Chamositerze sind:

Chamosit, Siderit und Kalkspat neben geringen Mengen von Quarz und Pyrit. Hämatiterze bestehen aus Hämatit und Calcit neben geringen Mengen Chamosit und Siderit.

Die Entstehung und der Werdegang der heute vorliegenden Erze wurde eingehend diskutiert: im Küstenbereich flochten der Elektrolytgehalt des Lias-Meeres  $\text{FeO}(\text{OH})$ - und  $\text{SiO}_2$ -Sole aus. Mit diesen Oxyden und Hydroxyden wird noch Kalk und organisches Material ins Sediment eingebettet worden sein. Wie in den Blauschlickern reduziert das organische Material einen Teil des dreiwertigen Eisens und ermöglicht so in den Lias-Erzen die Bildung von Chamosit. In weniger stark reduzierten Erzen bildete sich in dieser Phase der Diagenese Hämatit. — Es konnte gezeigt werden, daß sich Siderit bestimmt später als Chamosit bildete (zweite Phase der Diagenese). Siderit bildete sich durch die Reaktion kohlensäurehaltiger Wässer mit Chamosit. Die aus dem Chamosit frei werdende Kieselsäure kristallisiert als Quarz aus. Die Karbonatisierung (Sideritisierung) ist sehr wahrscheinlich eine Folge der retrograden Metamorphose.

Im Bereich der Oberflächenwässer gehen alle Eisen enthaltenden Minerale in Nadeleisenerz über. Aus Chamosit bildete sich in den untersuchten Erzen bei der Verwitterung zuerst ein Chlorit.

Bei dieser Gelegenheit möchte ich meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. CARL W. CORRENS, meinen Dank aussprechen für die Unterstützung und vielseitige Beratung während dieser Arbeit. Auch Herrn Prof. Dr. H. SCHUMANN, Herrn Prof. Dr. H. G. F. WINKLER und Herrn Dr. K. JASMUND danke ich für manchen wertvollen Rat.

#### Literatur.

- [1] BEHREND, F., u. G. BERG: Chemische Geologie. Stuttgart: Ferdinand Enke 1927. —
- [2] BÖHM, J.: Röntgenographische Untersuchung der mikrokristallinen Eisenhydroxymminerale. Z. Kristallogr. (1928). — [3] BRINKMANN, R.: Paläogeographische Karten. 1933. —
- [4] BRINKMANN, R.: Lehrbuch der Geologie, Teil 2. Stuttgart: Ferdinand Enke. —
- [5] BRINDLEY, G. W.: Mineralogy and Crystal structure of Chamosite. Nature, Lond. Bd. 164, S. 319. — [6] BRINDLEY, G. W., and K. ROBINSON: The structure of Kaolinite. Min. Mag., Lond. Bd. 27 (1946). — [7] BROCKAMP, B.: Die Entstehung deutscher Eisenerze. Arch. Lagerst.-Forsch. (1942). — [8] CORRENS, C. W.: Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition auf dem Forschungs- und Vermessungsschiff „Meteor“, Teil 3, Sedimente. 1937. — [9] CORRENS, C. W.: Die Entstehung der Gesteine, Abteilung: Sedimente in BARTH-CORRENS, Eskola. Springer 1939. — [10] CORRENS, C. W.: Einführung in die Mineralogie. Springer 1949. — [11] CORRENS, C. W.: Eisengehalt der marinen Sedimente und seine Entstehung. Arch. Lagerst.-Forsch. (1942). — [12] CORRENS, C. W., u. W. v. ENGELHARDT: Röntgenographische Untersuchungen über den Mineralbestand sedimentärer Eisenerze. Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, math.-physik. Kl. (1941). — [13] ENGELHARDT, W. v.: Untersuchungen über die Struktur von Thuringit, Chamosit usw. Z. Kristallogr. Bd. 104 (1942) S. 142. — [14] FODOR u. REIFENBERG: Kolloid-Z. Bd. 37 (1925). — [15] FRICKE, R., u. G. F. HÜTTIG: Hydroxyde und Oxydhydrate. In Handbuch der allgemeinen Chemie. 1937. — [16] GOLDSCHMIDT, V. M., u. CL. PETERS: Zur Geochemie des Bors, Teil I u. II. Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, math.-physik. Kl. (1932). — [17] HENDRICKS, St. B., and M. E. JEFFERSON: Structure of Kaolin and Talcphyrophyllite. Amer. Mineral. Bd. 23 (1938). — [18] JOST, KONRAD: Über den Vanadiumgehalt der Sedimente. Chem. d. Erde Bd. 7 (1932). — [19] JUNG, H.: Untersuchung über den Chamosit von Schmiedefeld in Thüringen. Chem. d. Erde Bd. 6 u. Bd. 7. — [20] KUMM, A., L. RIEDEL

u. W. SCHOTT: Geologie und Lagerstätten Niedersachsens. Das Mesozoikum. Oldenburg: Gerh. Stalling A.G. — [21] LANDERGREN, STURE: Contribution to the Geochemistry of Boron. Ark. Kem., Mineral. Geol. (1945). — [22] PALMQVIST: Geochemical Studies of the iron-bearing liassic series in Southern Sweden. Medd. Lunds Geologisk Mineral. Instit. (1935) Nr. 60. — Diss. — [23] PRALOW, W.: Mikroskopische, röntgenographische und chemische Untersuchungen einiger Proben des esthländ. Tons. Chem. d. Erde (1938). — [24] PREUSS, E.: Spektralanalytische Untersuchungen der Tektite. Diss. 1935. — [25] PREUSS, E.: Beiträge zur spektralanalytischen Methodik: Die quantitative Spektralanalyse im Kohlebogen. Z. angew. Mineral. H. 3 (1938). — [26] SCHUMANN, HILMAR: Die mikroskopische Untersuchung von Mineralen der Karbonatgruppe. Heidelbg. Beitr. Mineral. u. Petrogr. Bd. 1, H. 4. — [27] WATTENBERG, H., u. E. TIMMERMANN: Über die Sättigung des Seewassers an  $\text{CaCO}_3$  und die anorganische Bildung von Kalksedimenten. Ann. Hydrogr., Berlin Bd. 64 (1936). — [28] Erläuterungen zu geologischen Spezialkarten: KOENEN, A. v.: Blatt Westerhoff 1895; Blatt Gandersheim 1895; Blatt Einbeck 1900. — STILLE, H.: Blatt Göttingen 1932.

Dr. HERRMANN HARDER, Göttingen, Lotzestr. 13.





LEHMANN, EMIL, Zum Thema Magmagestein und Magma. Mit 5 Textabbildungen .	383
SCHÜLLER, ARNO, Die Tonsteine aus den Steinkohlenflözen von Dobrilugk und ihre Entstehung. Mit 13 Textabbildungen . . . . .	413
MAIER, WILHELM, Gedrillte Asteriten im Rosenquarz und Granat. Mit 1 Textabbildung .	428
MOSEBACH, RUDOLF, Eine Methode zur Bestimmung des wahren Winkels der optischen Achsen und des mittleren Hauptbrechungsquotienten zweiachsiger Minerale im Dünnschliff . . . . .	432
MOSEBACH, RUDOLF, Die Bestimmung des optischen Schwerpunktes von Glühlicht-Filterkombinationen . . . . .	437
KRAUME, E., und K. JASMUND, Die Tufflagen des Rammelsberges bei Goslar. Mit 6 Textabbildungen . . . . .	443
HARDER, HERMANN, Über den Mineralbestand und die Entstehung einiger sedimentärer Eisenerze des Lias- $\gamma$ . Mit 9 Textabbildungen . . . . .	455

---

**Für die nächsten Hefte sind zur Veröffentlichung vorgesehen:**

- ENGELHARDT, W. VON, und H. PITTER: Über die Zusammenhänge zwischen Porosität, Permeabilität und Korngröße bei Sanden und Sandsteinen.
- PILLER, H.: Über den Schwermineralgehalt von anstehendem und verwittertem Brockengranit nördlich St. Andreasberg.
- PILLER, H.: Über Verwitterungsbildungen des Brockengranits nördlich St. Andreasberg.
- PREUSS, E.: Hochtemperatur-Plagioklas im Meteorit von Oldenburg.
- HANSELMAYER, J.: Der Chemismus Oberdevonischer Flaserkalke des Gaisberges bei Graz. (Mit einem Ausblick auf die Frage: Bei welchen Mindestmengen von Magnesiumkarbonat tritt in Kalksteinen Dolomitbildung auf?)
- 

Auf der diesjährigen Hauptversammlung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, die Ende August in Göttingen stattfand, wurde auf Anregung einer Reihe interessierter Wissenschaftler eine „Sektion für Kristallkunde“ eingerichtet und diese Sektion sinngemäß in den Satzungen der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft verankert. Zum Leiter der Sektion, der gleichzeitig einer der beiden stellvertretenden Vorsitzenden der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft ist, wurde Prof. Dr. H. O'DANIEL, Universität Frankfurt, gewählt.

Die Gesellschaft wünscht, in der „Sektion für Kristallkunde“ auch diejenigen Fachrichtungen zu pflegen, die — über den Rahmen speziell mineralogischer Fragestellungen hinausgehend — sich mit dem Aufbau und den Eigenschaften des festen kristallisierten Körpers befassen. Die Gesellschaft hofft, auf diesem Wege einen engen Kontakt mit den Nachbardisziplinen der Mathematik, der Physik und der Chemie herzustellen. Eine jährliche Vortragstagung soll vorzüglich hierzu dienen.

Unveränderter Nachdruck 1970

Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York

Gesamtherstellung: fotokop wilhelm weihert, Darmstadt

